



UNIVERSIDADE DE ÉVORA
ESCOLA DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA

MESTRADO EM ENGENHARIA GEOLÓGICA

DISSERTAÇÃO

**Contributo para o estudo do fluxo geotérmico na Península de Hurd, Ilha
de Livingston, Península Antártida**

Paulo Maciel Amaral

Orientador:
António Correia

Setembro 2011

Mestrado em Engenharia Geológica

Dissertação

**Contributo para o estudo do fluxo geotérmico na Península de Hurd, Ilha
de Livingston, Península Antártida**

Paulo Maciel Amaral

Orientador:
António Correia

Os testemunhos para a caracterização petrofísica foram obtidos no âmbito dos projectos:

- **PERMAMODEL: *IPY Permafrost and Active Layer Monitoring in Livingston and Deception Islands, Antarctic. Programa de Investigaciones Antártidas (Espanha);***
 - Referência: *CICYT (CGL2004-20896-E/ANT)*;
 - Coordenador: Miguel Ramos Sainz;
 - Data de conclusão: 1/8/2006;
 - Instituição proponente: Departamento de Física da Universidade de Alcalá de Henares, Espanha;
 - Outras Instituições: *Conselho Superior de Investigações Científicas (Espanha)*, Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa e Departamento de Geografia, Universidade de Zurique;
 - Entidade financiadora: *Programa Nacional de Investigaciones Antártidas*, Espanha;

- **PERMANTAR: *Permafrost e Variações Climáticas na Antártida Marítima.***
 - Referência: PTDC/CLI/70020/2006;
 - Coordenador: Gonçalo Brito Guapo Teles Vieira;
 - Data de início: 2008 (Março);
 - Data de conclusão: 2010;
 - Instituição Proponente: Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa;
 - Entidade financiadora: Fundação para a Ciência e Tecnologia;
 - Outras instituições: *Bulgarian Antarctic Institute*; Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa e Universidade de Évora.

- **PERMANTAR 2: *Permafrost* e Variações Climáticas na Antártida Marítima.**
 - Referência: PTDC/AAC-CLI/098885/2008;
 - Principal investigador: Gonçalo Brito Guapo Teles Vieira;
 - Data de início: 2010 (Março);
 - Data de conclusão: 2012 (Fevereiro);
 - Instituição Proponente: Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território;
 - Entidade financiadora: Fundação para a Ciência e Tecnologia;
 - Outras instituições: Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa; Centro de Geofísica de Évora; *Bulgarian Antarctic Institute*; Departamento de Física da Universidade de Alcalá de Henares, Espanha; *Universidad* de Buenos Aires, Argentina; Universidade Federal de Viçosa, Brasil; *University of Wisconsin-Madison*, USA .

À MINHA FILHA RITA FRANCISCA

Agradecimentos:

Gostaria de transmitir os meus sinceros agradecimentos pelo apoio concedido no desenvolvimento dos trabalhos de investigação conducentes à concretização da presente tese de mestrado, em particular:

- Ao meu orientador Professor Doutor António Correia, que acreditou em mim e me apoiou com a sua disponibilidade a qualquer hora. Sempre me orientou da melhor forma, com o seu imenso saber, ensino, conselhos disponibilização de bibliografia e motivação. Um bem-haja muito especial;

- À Caixa Geral de Depósitos, pela concessão da Bolsa de Investigação “Caracterização Petrofísica de testemunhos de rocha e de solo da Antárctida e seu contributo para o estudo das alterações climáticas”, no âmbito do Programa Nova Geração de Cientistas Polares, e aos projectos:

 - PERMAMODEL, PERMANTAR e PERMANTAR-2;

- Às seguintes entidades:

 - À Fundação para a Ciência e Tecnologia;

 - À Fundação Calouste Gulbenkian;

 - Ao CCMAR (Centro de Ciências do Mar do Algarve), o meu Centro de Investigação;

 - Ao CGE (Centro de Geofísica de Évora), minha entidade de acolhimento e à Universidade de Évora nas onde desenvolvi os trabalhos práticos;

 - À APECS-Portugal (Association of Polar Early Career Scientists), Comité Polar Português pelo apoio na divulgação dos trabalhos de investigação realizados;

- A todos os meus professores do Mestrado em Engenharia Geológica, da Universidade de Évora em especial:

 - À Professora Doutora Paula Faria, (Directora do Departamento de Geociências da Universidade de Évora), por todo o apoio prestado desde a minha candidatura à frequência do Mestrado em Engenharia Geológica, e pela disponibilização da utilização do Laboratório de Geotecnia e seus equipamentos para a realização dos trabalhos práticos de caracterização petrofísica;

- À Professora Doutora Isabel Duarte (Directora do Mestrado em Engenharia Geológica) por todo o apoio prestado ao longo da frequência do Mestrado em Engenharia Geológica, na realização dos trabalhos de investigação, na escrita e na conclusão da presente tese, e ainda pela motivação;
- Ao Professor Doutor António Pinho, pelos ensinamentos e esclarecimentos desinteressados de diversas dúvidas relacionadas com a utilização dos aparelhos de ultra-sons e de outros equipamentos usados na determinação de porosidades e massas volúmicas das amostras de rochas e pela motivação;
- Ao Professor Doutor José Carrilho, pelo ensinamento e apoio na observação ao microscópio óptico e por toda a ajuda na análise e caracterização petrográfica das amostras de rochas da península de Hurd, Ilha de Livingston, Antárctida Marítima, pelo apoio na escrita do capítulo da Petrografia, e por toda a motivação transmitida;
- Ao Professor Doutor Luís Lopes, pela ajuda nos aspectos técnicos relacionados com a elaboração de fotografias ao microscópio óptico;

Gostaria ainda de agradecer às seguintes pessoas que deram um importante contributo para a realização dos trabalhos de investigação:

- Ao Professor Doutor Jan Safanda, do Laboratório de Geotermia do Instituto de Geofísica da Academia de Ciências da República Checa, que determinou o conteúdo em elementos radiactivos através de espectroscopia de radiação gama, e as propriedades termofísicas das rochas, recorrendo ao equipamento TCS Lippmann & Rauen GbR;
- Ao Professor Doutor Gonçalo Vieira do CEG (Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa) e coordenador dos projectos PERMANTAR e PERMANTAR-2, pela disponibilização de dados de temperaturas das sondagens e de vasta bibliografia geológica e cartográfica relativa ao Arquipélago das Ilhas Shetland do Sul, esclarecimento de dúvidas relacionadas com aspectos da criosfera, transporte de testemunhos das sondagens e constante motivação;
- Professores Doutores Miguel Ramos coordenador do projecto PERMAMODEL e Juan Blanco, ambos do Grupo de Investigação em Física Ambiental (GIFA) do Departamento de Física da Universidade de Alcalá de Henares (Espanha) pelo esclarecimento de dúvidas relacionadas com aspectos técnicos da realização de sondagens e transporte de testemunhos das sondagens.
- Aos técnicos do Laboratório de Geotecnia da Universidade de Évora, Sandra Velez e Jorge, pelo apoio prestado na realização das determinações e pela realização das lâminas delgadas usadas no estudo petrográfico;

- Ao Alexandre Trindade, que efectuou e recolheu os testemunhos nas sondagens CALM, Papagal e EMETEO;
 - À minha colega de bolsa de investigação, Alice Ferreira, pelo envio dos dados de temperatura de sondagens e cartografia SIG (Sistemas de Informação Geográfica);
 - Ao Marco Jorge, estudante graduado do CEG, pelo esclarecimento de dúvidas relacionadas com aspectos de geo-referenciação e cartografia SIG;
 - Ao Mestre Miguel Potes do CGE pelo apoio na aquisição de figuras relacionadas com aspectos de alterações climáticas;
 - Ao Samuel, ao Sérgio e Josué, técnicos do CGE, que me ajudaram na logística relacionada com a execução dos trabalhos;
-
- À minha família por toda a ajuda e apoio prestado nos momentos mais difíceis, em especial à minha filha Rita Francisca Amaral, à minha esposa Eng^a Mónica Martins e aos meus pais Maria Conceição Amaral e Horácio Amaral;

Símbolos:

A = Produção de calor;

Q = Densidade de fluxo de calor;

C_p = Capacidade térmica mássica;

K = Condutividade térmica;

K_d = Condutividade térmica do testemunho seco;

K_w = Condutividade térmica do testemunho com os poros saturados com água;

K_i = Condutividade térmica do testemunho com os poros saturados com gelo;

α = Difusividade térmica;

n = Porosidade

T = Temperatura;

t = Tempo;

V_p = Velocidade de propagação das ondas P;

Δt = Intervalo de tempo;

ρ = Massa volúmica;

$\frac{dT}{dz}$ = Gradiente geotérmico

Índice

Agradecimentos:.....	i
Símbolos:.....	iv
Índice	v
Índice de Figuras	vii
Índice de Tabelas	xiii
Resumo	xvi
Abstract	xvii
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1. Alterações climáticas e efeitos na criosfera	3
1.2. <i>Permafrost</i> e a camada activa.....	5
1.3. Enquadramento geográfico e geomorfológico da zona de estudo	7
1.4. Enquadramento geológico	11
1.5. Sedimentologia da Miers Bluff Formation (MBF)	12
1.5.1. Membro 1: Johnsons Dock.....	14
1.6. Antarctic Peninsula Volcanic Group (APVG)	16
CAPÍTULO 2 PROPRIEDADES FÍSICAS DAS ROCHAS, REVISÃO DE CONCEITOS	18
2.1. Introdução.....	18
2.2. Propriedades termofísicas.....	19
2.2.1. Condutividade térmica.....	20
2.2.2. Difusividade térmica	24
2.2.2.1. A Difusividade térmica em ambientes periglaciários.....	26
2.3. Outras propriedades físicas das rochas.....	27
2.3.1. Porosidade	27
2.3.2. Massa Volúmica	30
2.3.3. Velocidade de propagação de ondas P	34
CAPÍTULO 3 ESTUDO PETROFÍSICO DE TESTEMUNHOS OBTIDOS EM FUROS REALIZADOS NA PENÍNSULA DE HURD.....	36
3.1. Introdução.....	36
3.2. Medições efectuadas em laboratório	36
3.2.1. Condutividade térmica, difusividade térmica.....	42

3.2.1.1.	Leituras efectuadas com o equipamento Isomet 2104	42
3.2.1.2.	Leituras efectuadas com o equipamento TCS Lippmann & Rauen GbR.....	45
3.2.1.3.	Comparação dos valores das propriedades termofísicas determinadas com o equipamento Isomet 2104 e TCS Lippmann & Rauen GbR	47
3.2.2.	Porosidade e massa volúmica	50
3.2.3.	Velocidade de propagação das ondas P	54
3.3.	Determinação dos valores da condutividade térmica e difusividade térmica para os poros preenchidos por ar, água e gelo	56
3.4.	Produção de calor	58
3.5.	Petrografia de algumas rochas obtidas em furos realizados na Península de Hurd	59
3.5.1.	Sondagem do sítio CALM	59
3.5.2.	Sondagem do sítio Papagal	60
3.5.3.	Sondagem do sítio EMETEO	63
3.5.4.	Sondagem PERMAMODEL – GULBENKIAN 1 (PG1)	65
3.5.5.	PERMAMODEL – GULBENKIAN 2 (PG2)	70
CAPÍTULO 4 ANÁLISE DOS VALORES OBTIDOS DE TESTEMUNHOS OBTIDOS EM FUROS REALIZADOS NA PENÍNSULA DE HURD		73
4.1.	Síntese petrográfica	73
4.2.	Análise Petrofísica.....	75
4.2.1.	Síntese petrofísica.....	82
CAPÍTULO 5 CONCLUSÕES		90

Índice de Figuras

Figura 1: Diferentes registos, a mesma tendência de aquecimento. Observações globais médias de anomalias térmicas relativas ao período de 1880 a 2010. Colocado em 14 de Janeiro de 2011. Obtido em: http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=48574&src=imgrss	3
Figura 2: Anomalias térmicas determinadas pelo Met Office Hadley Centre/Climatic Research Unit. Adquiridas em 01 de Novembro 2010 pelo Observatório da NASA: http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=48574&src=imgrss	5
Figura 3: Regime térmico típico do permafrost indicando a temperatura mínima e máxima, o decaimento da temperatura com a profundidade, o gradiente geotérmico, a profundidade da amplitude térmica anual (zero), e a profundidade fusão sazonal (camada activa), adaptado de French (2007).	6
Figura 4: Localização do Arquipélago das Ilhas Shetland do Sul.	7
Figura 5: Localização dos sítios CALM, Papagal, EMETEO, PG1 e PG2, na Península de Hurd, Ilha de Livingston. Cartografia vectorial 1:25000 gentilmente cedida pelo Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa. (Servicio Geográfico del Ejército, 1991). Limites do glaciar: georeferenciado e vectorizado de raster de Pimpirev et al., 2006 e Kraus et al., 2008. .	8
Figura 6: Mapa hipsométrico (1) em metros e de declives (2), em percentagem da zona de estudo, na península de Hurd, Ilha de Livingston. Cartografia vectorial 1:25000 gentilmente cedida pelo Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa. (Servicio Geográfico del Ejército, 1991).	9
Figura 7: Modelo digital do terreno da península de Hurd, com os traçados dos perfis A-B, C-D, E-F,e G-H. Cartografia vectorial 1:25000 gentilmente cedida pelo Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa. (Servicio Geográfico del Ejército, 1991).	9
Figura 8: Perfis segundo as direcções A-B, C-D, E-F e G-H, com a localização das sondagens (CALM, Papagal, EMETEO, PG1 e PG2).	10
Figura 9: Geologia geral da Ilha de Livingston (Willan, et al. 1996).	11
Figura 10: Localização da MBF que pertence ao grupo da TPG (Trinity Peninsula Group). A MBF divide-se nos membros JDM (Johnsons Dock Member), NPM (Napier Peak Member), and MPM (Moores Peak Member), in (Hervé, et. al., 2006)	13
Figura 11: Secção através dos sedimentos compósitos da formação MBF (membros de Johnsons Dock, Napier Peak e Moores Peak). Abreviaturas m – argilitos escuros; s – arenitos; c – conglomerados; vfs – arenitos muito finos; fs – arenitos finos, in (Smellie,et al., 1995).....	13
Figura 12: Mapa Geológico da região de Punta Hespérides e Johnsons Dock. Fontes: Pallàs et al. (1992), Willan R. C. (1996) e Pimpirev et al. (2006), ESRI Wordl Imagerey,(2010). Cartografia vectorial 1:25000 gentilmente cedida pelo Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa. (Servicio Geográfico del Ejército, 1991). Limites do glaciar: georeferenciado e vectorizado de raster de Pimpirev et al., 2006 e Kraus et al., 2008.	14

Figura 13: Perfis da MBF em Johnsons Dock, tentativa de correlação com Monte Reina Sofia (face NE), adaptado de Arche, et al.(1992 B).	15
Figura 14: Dique de basalto cortando a MBF na região de Punta Hespérides, retirado de Kamenov (2008).	16
Figura 15: Enquadramento geológico dos diques e plutonito (Hespérides Point - gabro ou gabrodiorito) na região de Hespérides (adaptado de Kraus et al. (2008)).	17
Figura 16: Propriedades das rochas – principais dependências, adaptado de (Schön, 1996). ..	18
Figura 17: Condução de calor através de uma superfície assumindo que não existe perda de calor lateral no cubo. A condutividade térmica (K) do material do cubo, (2), é igual à taxa do fluxo de calor (q), [componente Z], através da superfície quando o gradiente de temperatura é unitário (1°C), modificado de Smith, (1973).	20
Figura 18: Variação da condutividade térmica (W/m.K) de alguns minerais (adaptado de Cermak & Rybach, 1982).	21
Figura 19: Influência do conteúdo mineral em: (a) quartzo e (b) plagioclases em rochas magmáticas. (1) - diabase e (2) - gabro Schön, (1996).	21
Figura 20: Factores de variação da condutividade térmica numa rocha.	23
Figura 21: (a) Curva sinusoidal calculada que descreve a variação real da temperatura do sinal atmosférico, à medida que se propaga em profundidade no solo. A difusividade térmica de um solo atrasa e diminui exponencialmente a amplitude do sinal em ordem à profundidade. Z= Profundidade; A= Amplitude; T= período. (b) Os limites térmicos do sinal (máximos e mínimos de temperatura) podem ser representados recorrendo a uma outra perspectiva. H_{an} = limite anual de propagação de temperatura; ξ_{th} = limite de congelamento e fusão sazonal, modificado de Yershov (1998).	24
Figura 22: Variação da porosidade (%) em algumas rochas típicas (A) Correlação com a idade das formações, (B) Correlação com a profundidade. Valores obtidos em Goodman, (1989) e Schön, (1996).	28
Figura 23: Variação da porosidade em função do tipo sedimentar (Schön, 1996).	29
Figura 24: Variação da massa volúmica mineral de alguns grupos. Valores obtidos em Schön (1996) e Olhoeft & Johnson (1989).	32
Figura 25: Variação da massa volúmica de algumas rochas. Valores obtidos em Schön (1996) e Olhoeft & Johnson (1989).	33
Figura 26: A) Variação dos valores de velocidade de propagação das ondas P para algumas rochas sãs; dados obtidos em Schön (1996) e Vallejo et al. (2004); B) Variação dos valores das velocidades das ondas P para alguns minerais e grupos de minerais; dados obtidos em Christensen (1989); C) Valores da velocidade de propagação das ondas P (m/s) para rochas ígneas, e correlação com a variação mineral (Christensen, 1989).	34
Figura 27: Imagens dos testemunhos do sítio CALM armazenados na caixa 1, com as respectivas referências e chave de cores associada às determinações efectuadas (verde - propriedades termofísicas; amarelo – porosidade e massa volúmica; vermelho – velocidade de propagação das ondas P; azul – lâminas delgadas).	37

Figura 28: Imagens dos testemunhos do sítio Papagal armazenados na caixa 2, com as respectivas referências e chave de cores associada às determinações efectuadas (verde - propriedades termofísicas; amarelo – porosidade e massa volúmica; vermelho – velocidade de propagação das ondas P; azul – lâminas delgadas).	38
Figura 29: Imagens dos testemunhos do sítio EMETEO, A) armazenados na caixa 3 e B) armazenados na caixa 4, com as respectivas referências e chave de cores associada às determinações efectuadas (verde - propriedades termofísicas; amarelo – porosidade e massa volúmica; vermelho – velocidade de propagação das ondas P; azul – lâminas delgadas).	39
Figura 30: Imagens dos testemunhos do sítio PG1, A) armazenados na caixa 5 e B) armazenados na caixa 6, com as respectivas referências e chave de cores associada às determinações efectuadas (verde - propriedades termofísicas; amarelo – porosidade e massa volúmica; vermelho – velocidade de propagação das ondas P; azul – lâminas delgadas; preto - produção de calor).	40
Figura 31: Imagens dos testemunhos do sítio PG2, A) armazenados na caixa 7 e B) armazenados na caixa 8, com as respectivas referências e chave de cores associada às determinações efectuadas (verde - propriedades termofísicas; amarelo – porosidade e massa volúmica; vermelho – velocidade de propagação das ondas P; azul – lâminas delgadas; preto - produção de calor).	41
Figura 32: Esquema da condução do calor entre a sonda e o testemunho.	43
Figura 33: A) Preparação dos testemunhos para determinação laboratorial das propriedades termofísicas; B) Aspecto das superfícies, C) Aparelho Isomet 2104.	43
Figura 34: A) Equipamento Isomet 2104, a efectuar leituras de condutividade térmica, difusividade térmica e capacidade volumétrica de calor; B) Sonda superficial cilíndrica em funcionamento em testemunho da sondagem do EMETO.	44
Figura 35: Equipamento TCS Lippmann & Rauhen GbR.	45
Figura 36: Representação esquemática das três direcções de determinação da condutividade térmica e da difusividade térmica (Amaral et al., 2010).	45
Figura 37: Fotografias de alguns dos testemunhos utilizados para determinar a condutividade térmica e a difusividade térmica (Amaral et al., 2010).	46
Figura 38: Comparação de valores determinados pelo equipamento TCS e ISOMET 2104, com indicação do desvio padrão (linhas a vermelho e azul). Valores para o sítio CALM da (A) condutividade térmica e da (B) difusividade térmica. Valores para o sítio Papagal da (C) condutividade térmica e da (D) difusividade térmica. Valores para o sítio EMETEO da (E) condutividade térmica e da (F) difusividade térmica.	48
Figura 39: Etapas para a determinação da porosidade e massa volúmica seca e saturada em todos os testemunhos.	51
Figura 40: Processo na determinação da velocidade de propagação das ondas P. A) Polimento dos testemunhos; B) Calibração prévia do equipamento PUNDIT; C) Leitura em testemunhos secos pormenor para a determinação do comprimento do testemunho e indicação da leitura do	

tempo (μ s) no monitor do equipamento (círculo a vermelho) ; D) Leituras em testemunhos saturados.....	54
Figura 41: Esquema da propagação das ondas desde o transdutor transmissor (TX) até ao transdutor receptor (RX).....	54
Figura 42: Imagens do testemunho PM-1-27 (escala em cm).....	59
Figura 43: Arenito do sítio CALM com plagioclase (Plg) e quartzo em matriz siltítica, um veio de quartzo (Qz) tardio.	59
Figura 44: Imagens do testemunho a) PM-2-17, b) PM-2-27 (escala em cm)	60
Figura 45: Rocha ígnea do sítio Papagal onde se observam o alinhamento dos cristais de feldspatos (Fel). Pormenor de cristais de quartzo (Qz)	60
Figura 46: Rocha ígnea do sítio Papagal. A) com matriz rica em feldspatos com cristais de calcite (Cc) e pseudomorfoses (P) de calcite; B) observe-se pormenor de plagioclase (Plg) com substituição para calcite em matriz rica em plagioclase (Plg) e algum quartzo (Qz).	61
Figura 47: Rocha ígnea do sítio Papagal onde se observam cristais de feldspato prismáticos (Fel) alinhados e cristais de calcite (Cc).	62
Figura 48: Rocha do sítio Papagal onde se pode observar as fácies arenítica e siltítica.....	62
Figura 49: Imagens do testemunho a) PM-3-41, (escala em cm).....	63
Figura 50: Arenito grauvaquóide com variação de granulometria entre o silte e o areia fina. ...	63
Figura 51: Arenito grauvaquóide do sítio EMETEO onde se observa a variação na dimensão do grão, com pormenor de um veio de calcite (Cc).	64
Figura 52: Imagens do testemunho a) PM-5-17, b) PM-6-23 (escala em cm)	65
Figura 53: Siltito recuperado do sítio PG1	65
Figura 54: Siltito da sondagem EMETEO onde se observam; A) pormenor a nicóis paralelos; B) presença de clorite, baixo grau metamórfico? (Cl) e veios de calcite (Cc) em nicóis cruzados.	66
Figura 55: Fácies siltítica, no sítio PG1. A) Observe-se alguns cristais de quartzo (Qz); b) siltito com pormenor de veio de calcite (Cc) a nicóis cruzados.	67
Figura 56: Imagens do testemunho, PM-6-56 (escala em cm).....	68
Figura 57: Arenito da sondagem PG1 com presença de calcite (Cc), plagioclase (Plg) e quartzo (Qz).....	68
Figura 58: Fácies arenítica do sítio PG1 com plagioclase (Plg), quartzo (Qz) e calcite (Cc).	69
Figura 59: Imagens do testemunho a) PM-7-63, b) PM-8-44 (escala em cm)	70
Figura 60: Arenito com cristais de Moscovite secundária e hidrotermal (Mu), plagioclase (Plg), quartzo (Qz), calcite (Cc).	70
Figura 61: Arenito com, Quartzo (Qz), e plagioclase (Plg). A) Pormenor de um veio de calcite (Cc). B) Pormenor de uma plagioclase (Plg).	71
Figura 62: Arenitos do sítio PG2. São constituídos por plagioclase (Plg) e feldspatos K (FK), quartzo (Qz) e calcite (Cc) que poderá ocupar veios.	72
Figura 63: Log com a variação da condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), massa volúmica (ρ), porosidade (n), velocidade de propagação das ondas P em testemunhos secos	

(Vp) e velocidade de propagação das ondas P em testemunhos saturados (Vpsat), em função da profundidade (m) no sítio CALM.	76
Figura 64: Log com a variação da condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), massa volúmica (ρ), porosidade (n), velocidade de propagação das ondas P em testemunhos secos (Vp) e velocidade de propagação das ondas P em testemunhos saturados (Vpsat), em função da profundidade (m) no sítio Papagal.	77
Figura 65: Log com a variação da condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), massa volúmica (ρ), porosidade (n), velocidade de propagação das ondas P em testemunhos secos (Vp) e velocidade de propagação das ondas P em testemunhos saturados (Vpsat), em função da profundidade (m) no sítio EMETEO.	78
Figura 66: Log com a variação da condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), massa volúmica (ρ), porosidade (n), velocidade de propagação das ondas P em testemunhos secos (Vp) e velocidade de propagação das ondas P em testemunhos saturados (Vpsat), em função da profundidade (m) no sítio PG1.	80
Figura 67: Log com a variação da condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), massa volúmica (ρ), porosidade (n), velocidade de propagação das ondas P em testemunhos secos (Vp) e velocidade de propagação das ondas P em testemunhos saturados (Vpsat), em função da profundidade (m) no sítio PG2.	81
Figura 68: A) Distribuição da massa volúmica (ρ) em função da profundidade; B) Distribuição da condutividade térmica (K) em função da profundidade. A linha a tracejado cinzento identifica a fácies siltítica.	83
Figura 69: Distribuição de valores da condutividade térmica em relação: A) à velocidade de propagação das ondas P, em testemunhos secos (Vp); B) à velocidade de propagação das ondas P, em testemunhos saturados; C) massa volúmica (ρ); D) porosidade (n); e F) difusividade térmica (α). A linha a tracejado cinzento identifica a fácies siltítica do sítio PG1?. A linha a tracejado preto identifica a fácies arenítica dos sítios PG1 e PG2?.	83
Figura 70: Distribuição dos valores da massa volúmica em relação: A) à porosidade; C) à velocidade de propagação das ondas P, em testemunhos secos; e D) à velocidade de propagação das ondas P, em testemunhos saturados. Distribuição dos valores da condutividade térmica em relação à difusividade térmica. A linha a tracejado cinzento identifica a fácies siltítica do sítio PG1?. A linha a tracejado preto identifica a fácies arenítica dos sítios PG1 e PG2?.	84
Figura 71: A) Localização do perfil geológico do Monte Reina Sofia (linha vermelha). Cartografia vectorial 1:25000 gentilmente cedida pelo Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa. (Servicio Geográfico del Ejército, 1991). Limites do glaciar: georeferenciado e vectorizado de raster de Pimpirev et al., 2006 e Kraus et al., 2008; B) Perfil geológico do Monte Reina Sofia. Adaptado de Pimpirev et al. (2006).	85
Figura 72: Distribuição da massa volúmica (ρ), porosidade (n), condutividade térmica (K), difusividade térmica (α) e velocidade de propagação das ondas P (Vp) em função da profundidade nas sondagens CALM, Papagal, EMETEO, PG1 e PG2.	86

Figura 73: 1) Distribuição do tório e urânio em rochas sedimentares (Schön, 1996). 2) Valores do tório e urânio nas rochas recuperadas dos furos CALM, Papagal, PG1 e GP-2. A – areia, argila (térrea); B – xisto quartzítico C – rochas carbonatadas; D - dolomite; E – evaporitos; F – caustobiolites. Setas: (Mon. Zir.) - Monazita acessória e zircão (org.) – aumento do conteúdo orgânico. Os números nas linhas correspondem à razão Th/U..... 87

Figura 74: Valores do tório (Th) e potássio (k) nas rochas dos furos CALM, Papagal e PG1 e PG2.Os números nas linhas correspondem à razão Th/K. 87

Índice de Tabelas

Tabela 1: Localização das sondagens CALM, Papagal, EMETEO, PG1 e PG2, com indicação da altitude e profundidade atingida.	2
Tabela 2: Condutividade térmica (K) e capacidade térmica volumétrica <i>C_{vol}</i> de alguns materiais (Yershov, 1998).	22
Tabela 3: Nomenclaturas utilizadas e recomendadas pela Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas (ISRM, 1979).	31
Tabela 4: Planificação das determinações das propriedades físicas e realização de lâminas delgadas do sítio CALM.	38
Tabela 5: Planificação das determinações das propriedades físicas e realização de lâminas delgadas do sítio Papagal.	38
Tabela 6: Planificação das determinações das propriedades físicas e realização de lâminas delgadas do sítio EMETEO.	39
Tabela 7: Planificação das determinações das propriedades físicas e realização de lâminas delgadas do sítio PG1.	40
Tabela 8: Planificação das determinações das propriedades físicas e realização de lâminas delgadas do sítio PG2.	41
Tabela 9: Especificações de leitura das sondas do equipamento Isomet 2104	42
Tabela 10: Valores de propriedades termofísicas das rochas do sítio CALM, Papagal e EMetee, K - condutividade térmica, α - difusividade térmica, CTV - Capacidade térmica mássica volumétrica, Ref - Referência, Prof.- profundidade, n ^o – número de ensaios.....	44
Tabela 11:Valores da condutividade térmica e difusividade térmica dos testemunhos nas sondagens CALM e Papagal, obtidos recorrendo ao equipamento laser TCS Lippmann & Rauen GbR. K - condutividade térmica, α - difusividade térmica, CTa - condutividade térmica determinada no eixo a, CTb – condutividade térmica determinada no eixo b, CTc - condutividade térmica determinada no eixo c, DTa - difusividade térmica determinada no eixo a, DTb - difusividade térmica no eixo b, DTc - difusividade térmica no eixo c, Ref - Referência, Prof.- profundidade.....	46
Tabela 12: Valores da porosidade aberta (n) e massa volúmica seca (ρ) das rochas de todas as sondagens CALM, Papagal e EMETEO. Ref.- referência, Prof.- profundidade, n ^o - número de ensaios realizados.....	52
Tabela 13: Valores da porosidade aberta (n) e massa volúmica seca (ρ) das rochas de todas as sondagens PG1 e PG2. Ref.- referência, Prof.- profundidade, n ^o - número de ensaios realizados.	53
Tabela 14: Valores de velocidade de propagação das ondas P;(Vp) (obtidas em amostras secas) e (Vp saturadas) (obtidas em amostras saturadas em água).	55
Tabela 15: Valores da condutividade térmica (K) determinadas pelo equipamento TCS, para as rochas secas (Kd); Ref.- referência, Prof. – profundidade;(Kw) * - valores estimados da condutividade térmica para os poros preenchidos por água (Kw) recorrendo à equação (20) e	

(Ki)* - valores estimados da condutividade térmica para os poros preenchidos por gelo (Ki), recorrendo à equação (20).....	56
Tabela 16: Valores da condutividade térmica (K) determinadas pelo equipamento Isomet 2104, para as rochas secas (Kd); Ref – referência, Prof.- profundidade; (Kw) * - valores estimados da condutividade térmica para os poros preenchidos por água (Kw) recorrendo à equação (20) e (Ki)* - valores estimados da condutividade térmica para os poros preenchidos por gelo (Ki), recorrendo à equação (20).....	57
Tabela 17: Valores das concentrações de elementos radioactivos Urânio (C _U), Tório(C _{Th}), e Potássio (C _K), produção de calor (A), Th/K – razão entre tório e potássio, K/th – razão entre o conteúdo de potássio e tório, K/U – razão entre o conteúdo de potássio e urânio, Th/U – razão entre o conteúdo de tório e urânio, Ref. – referência, Prof. – profundidade.....	58
Tabela 18: Valores da condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), da porosidade (n), massa volúmica (ρ), velocidade de propagação das ondas P em testemunhos secos (Vp), velocidade de propagação das ondas P em testemunhos saturados (Vpsat) e produção de calor (A), (nº) número de ensaios, para diferentes testemunhos da sondagem CALM. LEGENDA: Ref – referência; Prof. – profundidade a que foram recolhidos os testemunhos na sondagem; Total – Profundidade que a sondagem atingiu; TCS – Equipamento laser TCS Lippmann & Rauen GbR; (*) Kw – valores estimados da condutividade térmica com os poros preenchidos por água; (*) Ki – valores estimados da condutividade térmica com os poros preenchidos por gelo.....	76
Tabela 19: Valores da condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), da porosidade (n), massa volúmica (ρ), velocidade de propagação das ondas P em testemunhos secos (Vp), velocidade de propagação das ondas P em testemunhos saturados (Vpsat) e produção de calor (A), (nº) número de ensaios, para diferentes testemunhos da sondagem Papagal. LEGENDA: Ref – referência; Prof. – profundidade a que foram recolhidos os testemunhos na sondagem; Total – Profundidade que a sondagem atingiu; TCS – Equipamento laser TCS Lippmann & Rauen GbR; (*) Kw – valores estimados da condutividade térmica com os poros preenchidos por água; (*) Ki – valores estimados da condutividade térmica com os poros preenchidos por gelo.....	77
Tabela 20: Valores da condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), da porosidade (n), massa volúmica (ρ), velocidade de propagação das ondas P em testemunhos secos (Vp),e velocidade de propagação das ondas P em testemunhos saturados (Vpsat), (nº) número de ensaios, para diferentes testemunhos da sondagem EMETEO. LEGENDA: Ref – referência; Prof. – profundidade a que foram recolhidos os testemunhos na sondagem; Total – Profundidade que a sondagem atingiu; TCS – Equipamento laser TCS Lippmann & Rauen GbR; (*) Kw – valores estimados da condutividade térmica com os poros preenchidos por água; (*) Ki – valores estimados da condutividade térmica com os poros preenchidos por gelo.....	78
Tabela 21: Valores da condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), da porosidade (n), massa volúmica (ρ), e produção de calor (A), (n) número de ensaios, para diferentes testemunhos da sondagem PG1. LEGENDA: Ref – referência; Prof. – profundidade a que	

foram recolhidos os testemunhos na sondagem; Total – Profundidade que a sondagem atingiu; TCS – Equipamento laser TCS Lippmann & Rauen GbR; (*) Kw – valores estimados da condutividade térmica com os poros preenchidos por água; (*) Ki – valores estimados da condutividade térmica com os poros preenchidos por gelo.	79
Tabela 22: Valores da condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), da porosidade (n), massa volúmica (ρ), e produção de calor (A), (nº) número de ensaios, para diferentes testemunhos da sondagemPG2. LEGENDA: Ref – referência; Prof. – profundidade a que foram recolhidos os testemunhos na sondagem; Total – Profundidade que a sondagem atingiu; TCS – Equipamento laser TCS Lippmann & Rauen GbR; (*) Kw – valores estimados da condutividade térmica com os poros preenchidos por água; (*) Ki – valores estimados da condutividade térmica com os poros preenchidos por gelo.	81
Tabela 23: Análise estatística das rochas, por agrupamentos, de acordo com as propriedades físicas, condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), porosidade (n) e massa volúmica (ρ).	88
Tabela 24: Distribuição da condutividade térmica a seco (Kd), e estimativa da condutividade térmica com os poros preenchidos por água (Kw) e gelo (Ki) no subsolo do sítio CALM em ordem à profundidade. Este furo encontra-se no domínio da camada activa.	88
Tabela 25: Distribuição da condutividade térmica a seco (Kd), e estimativa da condutividade térmica com os poros preenchidos por água (Kw) e gelo (Ki) no subsolo do sítio Papagal em ordem à profundidade. Este furo encontra-se no domínio da camada activa.	89
Tabela 26: Distribuição da condutividade térmica a seco (Kd), e estimativa da condutividade térmica com os poros preenchidos por água (Kw) e gelo (Ki) no subsolo do sítio EMETEO em ordem à profundidade. Este furo encontra-se no domínio da camada activa.	89
Tabela 27: Distribuição da condutividade térmica a seco (Kd), e estimativa da condutividade térmica com os poros preenchidos por água (Kw) e gelo (Ki) no subsolo do sítio PG1 em ordem à profundidade.....	89
Tabela 28: Temperaturas Distribuição da condutividade térmica a seco (Kd), e estimativa da condutividade térmica com os poros preenchidos por água (Kw) e gelo (Ki) no subsolo do sítio PG2 em ordem à profundidade.	89

Resumo

O esforço de monitorização integrado do *permafrost* e camada activa no âmbito dos projectos PERMAMODEL e PERMANTAR, permitiu a algumas equipas portuguesas, espanholas e suíças proceder à realização de sondagens, com recolha de testemunhos e registo de temperaturas, nas Ilhas Shetland do Sul, com o objectivo de avaliar os efeitos das alterações climáticas para a região. O *permafrost* pela sua vulnerabilidade às variações de temperatura é considerado um geoindicador das alterações climáticas.

Os testemunhos utilizados para este trabalho foram recolhidos em 5 sondagens, na península de Hurd, Ilha Livingston: Sondagem CALM, Papagal, EMETEO, PG1 (Permamodel Gulbenkian 1) e PG2 (Permamodel Gulbenkian 2).

Para tentar compreender os fenómenos de congelamento e fusão do *permafrost* e evolução temporal e espacial da temperatura no solo superficial e contribuir para a estimativa da densidade de fluxo de calor (geotérmico), foram determinadas em laboratório, no âmbito deste trabalho, diferentes propriedades termofísicas e efectuada a caracterização petrofísica de alguns testemunhos das sondagens referidas. Adicionalmente, foi realizada uma análise petrográfica de amostras seleccionadas e determinada a produção de calor por unidade de volume.

“Contribution to the Study of geothermal flow on Hurd Peninsula, Livingston Islands, Antarctic Peninsula”

Abstract

The effort of integrated monitoring of permafrost and active layer, under the projects PERMAMODEL e PERMANTAR, allow some portuguese spanish and swiss teams proceeded to conducting surveys to collect cores and record temperatures in the South Shetland Islands, with the aim of evaluating the effects of climate change in the region. Because its vulnerability to climate changes permafrost is considered a geoindicator of climate change.

The cores used for this study were collected in five boreholes, in Hurd Peninsula, Livingston Island: CALM, Papagal, EMETEO, PG1 (Permamodel Gulbenkian 1) and PG2 (Permamodel Gulbenkian 2).

To try to understand the phenomena of freezing and thawing, and the temporal and spatial evolution of temperature in the uppermost ground and to estimate the heat flow density, different thermophysical properties and physical characterization of selected cores were determined in the laboratory. Additionally, heat production determination, per unit volume and petrographic analysis of selected samples were carried out.

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

O início da campanha portuguesa recente na Antárctida, foi marcado por uma cooperação com os espanhóis, em particular com o Programa Espanhol Antártico com a Universidade de Alcalá, através de um projecto a longo prazo, no âmbito da monitorização do regime térmico do solo na Ilha de Livingston. As actividades de campo da campanha 1999-2000 foram marcadas pela instalação de dois furos de pequena profundidade (sítio Monte Reina Sofia e sítio Incenerador, que ainda hoje registam dados) para a monitorização da camada activa na Ilha de Livingston, onde se recolheu também dados meteorológicos durante o verão e se procedeu ao levantamento detalhado geomorfológico da zona NW da Península de Hurd.

A campanha de 2005-06 marcou uma viragem na investigação portuguesa do *permafrost*. O projecto Permamodel liderado por Miguel Ramos, inclui na equipa Gonçalo Vieira. Os principais objectivos residiam na instalação de uma rede de sítios de monitorização do *permafrost* e camada activa, na Ilha de Livingston e Deception. Posteriormente foram realizadas nessa zona as sondagens profundas de Reina Sofia.

A campanha de 2008-09, foi a primeira desenvolvida no âmbito Programa Polar Português, implementado durante o IPY (*International Polar Year*) e financiada pela FCT (Fundação para a Ciência e Tecnologia). Nasce o projecto PERMANTAR (*Permafrost and Climate Change in the Maritime Antarctic*) coordenado por Gonçalo Vieira e com a presença, entre outros, de António Correia, em cooperação com as equipas Espanholas em Reina Sofia e Búlgaras em Punta Hespérides.

As campanhas efectuadas às Ilhas Shetland do Sul, nomeadamente à península de Hurd na Ilha de Livingston e que implicaram a realização de sondagens, com recuperação de testemunhos, para a caracterização petrofísica apresentam-se, por ordem cronológica:

- Campanha de 2007-2008, no âmbito do projecto Permadrill, foram realizadas as sondagens Permamodel-Gulbenkian 1 (PG1) e Permamodel-Gulbenkian 2 (PG2), em Reina Sofia (Tabela 1);
 - Campanha de 2007-2008, no âmbito do projecto Shallowdrill, obtidas as sondagens CALM e Papagal (Tabela 1);
 - Campanha de 2008-2009, no âmbito do Projecto PERMANTAR (financiado pela FCT), realizada a sondagem EMETEO, em Punta Hespérides, próximo do sítio St. Klement Ohrldski (Tabela 1).
-

As sondagens CALM, Papagal e EMETEO foram efectuadas ao abrigo do programa CALM criado com o objectivo de monitorizar a camada activa e resposta superficial do *permafrost* às alterações climáticas.

Tabela 1: Localização das sondagens CALM, Papagal, EMETEO, PG1 e PG2, com indicação da altitude e profundidade atingida.

Sítio	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Profundidade (m)	Fonte
CALM	62°39'48"S	60°21'44,3"W	140	5,1	Trindade (2009)
Papagal	62°38'54,2"S	60°21'49,3W	150	6,0	Trindade (2009)
EMETEO	62°38'29,1"S	60°21'50,3W	25/35	8,4	Trindade (2009)
PG1	62°40'15,54"S	60°22'45,46"W	250/260	26	Ramos <i>et al.</i> (2011)
PG2	62°40'9,82"S	60°22'49,81"W	260/270	15,5	Ramos <i>et al.</i> (2011)

Em 2008, foram atribuídas 6 bolsas de investigação a 6 novos investigadores em ciências polares, no âmbito do Programa Nova Geração de Cientistas Polares financiado pela Caixa Geral de Depósitos. Este trabalho surge na sequência de uma destas bolsas: «CCMAR/BI/0029/2008-1, intitulado “Caracterização petrofísica de amostras de rocha e solo como contributo para o estudo do *permafrost* e das alterações climáticas na Antárctida», com o objectivo de estudar os testemunhos recolhidos nas campanhas anteriores. Os trabalhos decorreram no Centro de Geofísica de Évora e no Laboratório de Geotecnia da Universidade de Évora e foram coordenados pelo Professor Doutor António Correia do Centro de Geofísica de Évora.

Para compreender a evolução temporal e espacial da energia térmica, no *permafrost* e a sua relação com os fenómenos de fusão e congelamento, que ocorrem nas camadas superficiais, é essencial conhecer algumas propriedades físicas, tais como, a condutividade térmica e a difusividade térmica.

Pretendeu-se, caracterizar e determinar os valores da condutividade térmica, da difusividade térmica, da produção de calor, da velocidade de propagação das ondas P, da porosidade, massa volúmica e fazer a descrição petrográfica de algumas amostras seleccionadas dos testemunhos recolhidos nas sondagens referidas anteriormente (Tabela 1). Em rigor, trata-se da porosidade acessível à água ou aberta ou ainda porosidade aparente; o mesmo se aplica à massa volúmica a qual deverá ser designada por massa volúmica aparente. Os valores obtidos foram analisados e catalogados e prestam-se como ferramentas para a modelação climática das interacções entre a atmosfera e as camadas superficiais do terreno.

1.1. Alterações climáticas e efeitos na criosfera

O clima não pode ser descrito apenas em termos de atmosfera, porque os processos atmosféricos encontram-se fortemente ligados aos oceanos, à superfície terrestre, à criosfera e à biosfera, que na totalidade definem o sistema climático.

As concentrações actuais de CO_2 e CH_4 na atmosfera excedem em muito os valores pré-industriais, armazenados em testemunhos de gelo polar, com registo da composição da atmosfera, há 650 mil anos (Solomon, *et al.*, 2007).

Há uma diferença na temperatura média global de apenas cinco ou seis graus entre a parte mais fria de uma era glacial e os períodos mais quentes, entre idades do gelo (Houghton, 2009). As alterações que têm ocorrido na atmosfera e na superfície terrestre alteram o balanço energético global da Terra e podem, portanto, fazer com que o clima mude (Solomon, *et al.*, 2007). Essas mudanças causam um forçamento radiativo no sistema climático. Estes agentes podem variar consideravelmente entre si em termos de magnitude, assim como em termos espaciais e temporais, (Solomon, *et al.*, 2007) como, por exemplo, os gases com efeito estufa de longa duração. O dióxido de carbono (CO_2), o metano (CH_4) e o óxido nitroso (N_2O) são quimicamente estáveis e persistem na atmosfera em escalas de tempo de uma década, de século ou mais, de modo que a sua emissão tem, a longo prazo, influência no clima, (Solomon, *et al.*, 2007). Para além dos gases com efeito estufa, existem outros agentes que poderão contribuir para o aquecimento global como por exemplo, os CFCs, os aerossóis, uso do solo, aviação, etc. Inversamente, na generalidade, a actividade vulcânica explosiva tem contribuído para o arrefecimento do planeta. É de salientar que diversos grupos científicos têm identificado a mesma tendência de aumento de anomalias térmicas globais, Figura 1.

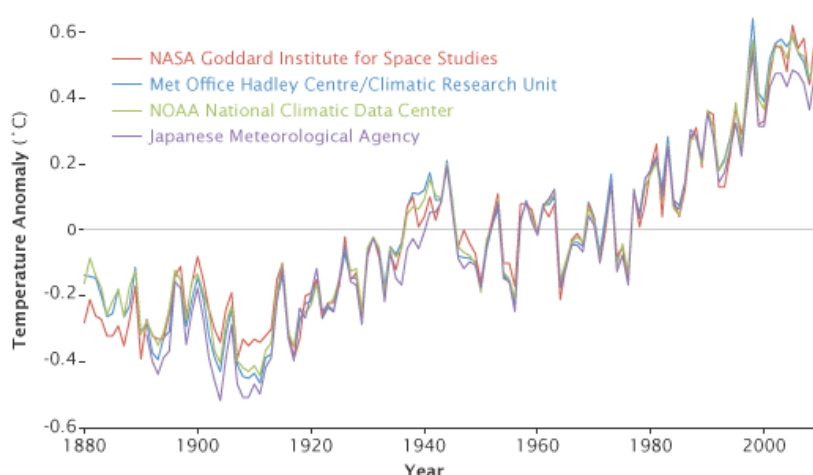


Figura 1: Diferentes registos, a mesma tendência de aquecimento. Observações globais médias de anomalias térmicas relativas ao período de 1880 a 2010. Colocado em 14 de Janeiro de 2011. Obtido em: <http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=48574&src=imgrss>

Os registos de temperatura mudam ligeiramente porque o ponto de referência que os diferentes grupos de investigadores utilizam é diferente. No entanto, estas diferenças não influenciam os valores da magnitude da temperatura ao longo do século passado.

Os componentes principais da criosfera são: a neve, o gelo fluvial e lacustre, o gelo marinho, as calotes glaciárias e o solo gelado. Em termos de massa de gelo e da sua capacidade de calor, a criosfera é o segundo maior componente do sistema climático. A presença ou ausência de neve ou gelo polar regional está associada ao aumento ou diminuição das diferenças de temperatura meridionais que afectam ventos e correntes oceânicas. Os glaciares e o *permafrost*, são indicadores sensíveis da mudança climática (Lemke *et al.*, 2007).

As modificações da criosfera face ao aquecimento global encontram-se reflectidas nas alterações: (1) da cobertura de neve, (2) da extensão do gelo marinho, (3) da temperatura dos oceanos, (4) da salinidade marinha, na expansão térmica, subida do nível do mar, (5) volume e área de distribuição dos glaciares, (6) e na distribuição espacial e temporal do *permafrost*.

Os ambientes periglaciários certamente estão a ser afectados. O *permafrost* e o congelamento sazonal do solo, na maior parte das regiões do planeta, demonstram grandes mudanças nas últimas décadas (Solomon *et al.*, 2007). O *permafrost* é vulnerável às alterações climáticas e a sua degradação possui o potencial de iniciar uma série de *feedbacks*, principalmente positivos no sistema climático global. Simulações realizadas, por volta de 2005, pelo Centro Nacional de Pesquisa atmosférica dos Estados Unidos sugerem que 3 a 4 metros de *permafrost* poderão fundir até 2050 e 90% até 2100. Segundo French (2007) as medições realizadas no norte do Canadá, do Alasca, da Sibéria e do Tibet sugerem que o aquecimento global está afectar a temperatura do *permafrost* e a espessura da camada activa. No entanto, este aquecimento não é global. Em geral, tanto o *permafrost* como a camada activa reagem às variações de temperatura, alterando a sua espessura. A fusão do *permafrost* accionará processos de alteração geomorfológica, de subsidência, de instabilização de taludes e de solos, de libertação de gases hidratados, e de metano. A “*International Permafrost Association*” (IPA) identificou o *permafrost*, a camada activa e o estado térmico do *permafrost* como variáveis chave da instalação da sua rede internacional. Foi desenvolvida uma estratégia e uma rede no âmbito do programa “Global Climate Observing System” (GCOS) com diversos pontos de observação. Actualmente estão envolvidos diversos países e mais 80 sítios numa rede global no âmbito da “Circumpolar Active Layer Monitoring” (CALM) - (<http://www.udel.edu/Geography/calm/about/permafrost.html>).

Ao contrário do Ártico, o *permafrost* da Antárctida é de baixo teor de carbono e a sua contribuição para os fluxos de gases com efeito de estufa é menor numa escala global (Vieira *et al.*, 2010). A contribuição do *permafrost* da Antárctida pode ser a oposta do que ocorre no Ártico, porque os terrenos descongelados recentemente, ou em áreas de camada activa espessa, podem funcionar a médio e a longo prazo como sumidouros de carbono, devido ao

aumento da biomassa provocada pela colonização de novas espécies de plantas e comunidades microbianas (Vieira et al., 2010).

Recentemente o Met Office Hadley Centre, no mapa global (Figura 2), divulgou anomalias térmicas positivas, na ordem dos 6°C, comparando as médias das temperaturas do mês de Novembro de 2010 com a média das temperaturas do mesmo mês, no período compreendido entre 1961 e 1990. Estas anomalias afectam a região da península Antártida, onde se incluem as Ilhas Shetland do Sul.

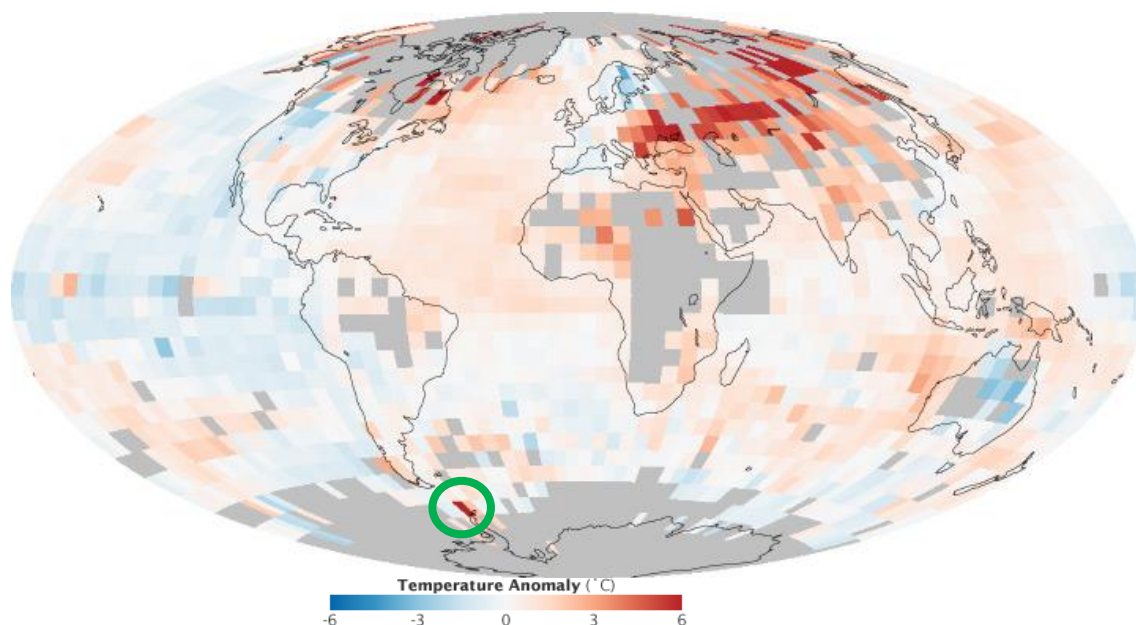


Figura 2: Anomalias térmicas determinadas pelo Met Office Hadley Centre/Climatic Research Unit. Adquiridas em 01 de Novembro 2010 pelo Observatório da NASA: <http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=48574&src=imgrss>

A Antártida contém 90% do gelo mundial e exerce uma influência predominante no hemisfério sul, na atmosfera global e na criosfera (Vieira et al., 2010). Alguns modelos actuais sugerem que a camada de gelo antártico continuará muito fria e poderá até ganhar massa no futuro, através do aumento da queda de neve, agindo desse modo para reduzir a elevação do nível do mar. Entretanto, mudanças na dinâmica do gelo poderão provocar a subida do nível mar do século XXI, com o aumento das contribuições da Gronelândia e da Antártida (Solomon *et al.*, 2007). Os volumes das calotes glaciárias da Gronelândia e da Antártida são equivalentes, respectivamente, a cerca de 7 e 57 metros de subida do nível médio do mar (Lemke *et al.*, 2007).

1.2. Permafrost e a camada activa

O *permafrost* é definido com base na temperatura do solo e/ou rocha que permanecem abaixo de 0° C, durante pelo menos dois anos consecutivos (French, 2007). O *permafrost* poderá não

se encontrar necessariamente congelado mas apenas em estado criótico, ou seja, sem a presença de água, de acordo com (French, 2007). A água poderá não se encontrar no *permafrost*, por isso, é útil distinguir entre temperatura (criótico, não criótico) e estado (congelado, descongelado).

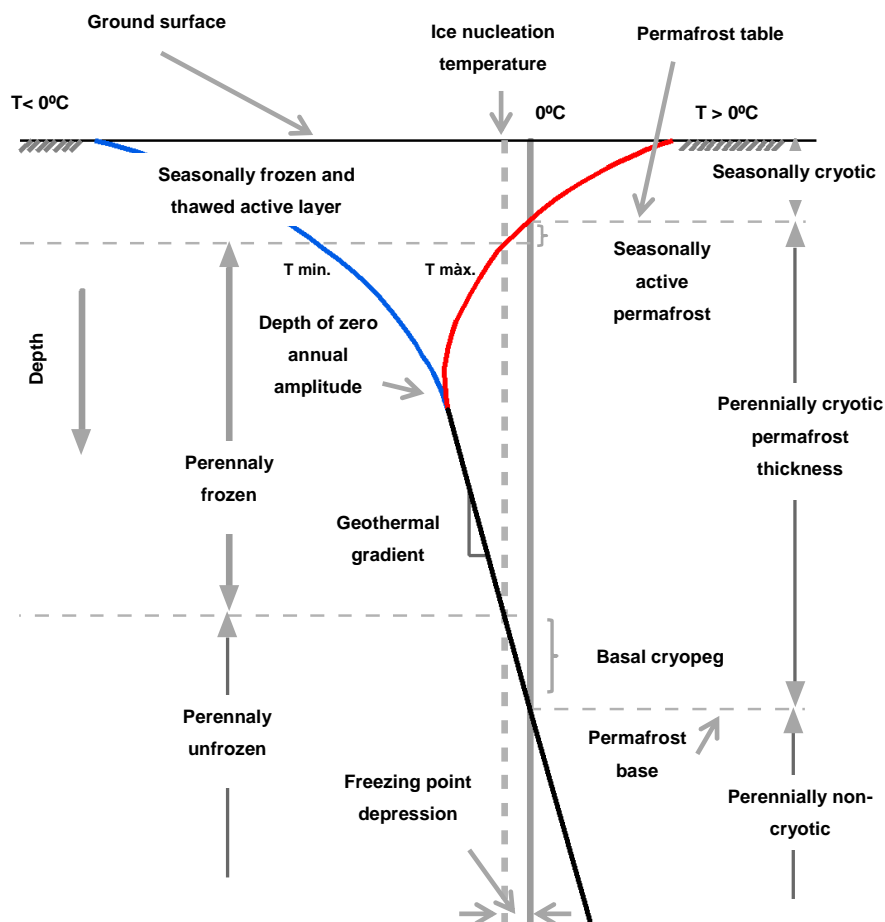


Figura 3: Regime térmico típico do permafrost indicando a temperatura mínima e máxima, o decaimento da temperatura com a profundidade, o gradiente geotérmico, a profundidade da amplitude térmica anual (zero), e a profundidade fusão sazonal (camada activa), adaptado de French (2007).

Por outro lado, a temperatura de congelação da água pode-se encontrar deprimida abaixo de 0°C, de acordo com a concentração de sais. Por estes motivos têm sido utilizados os termos, *perennially-cryotic ground*, sinónimo de *permafrost* que se poderá encontrar *unfrozen*, *perennially-frozen*, e *frozen*, de acordo com o estado e conteúdo em água e gelo (French, 2007).

O termo *permafrost* "seco" é usado frequentemente, na literatura sobre a Antárctida quando se refere ao *permafrost* que contém pouco ou nenhum gelo (French, 2007).

A distribuição do *permafrost* é controlada por uma série de factores, sendo o clima um dos mais importantes. Os controlos específicos incluem a condutividade térmica e a difusividade térmica dos materiais do solo, a vegetação e a cobertura de neve, a topografia, e os corpos de água (French, 2007). Por este motivo, para a compreensão dos fenómenos de fusão e congelamento do solo superficial e evolução temporal e espacial do *permafrost*, é necessário determinar os valores de condutividade térmica e difusividade térmica em amostras recolhidas em furos realizados em ambientes da criosfera e particularmente em ambientes periglaciários.

1.3. Enquadramento geográfico e geomorfológico da zona de estudo

A Ilha de Livingston fica localizada no Arquipélago das Shetland do Sul, a aproximadamente a 100km da península Antártida e aproximadamente a 1000km da América do Sul. Este arquipélago distribui-se entre as latitudes 63°20'S e 60°50'S e as longitudes 53°50'W e 62°50'W.

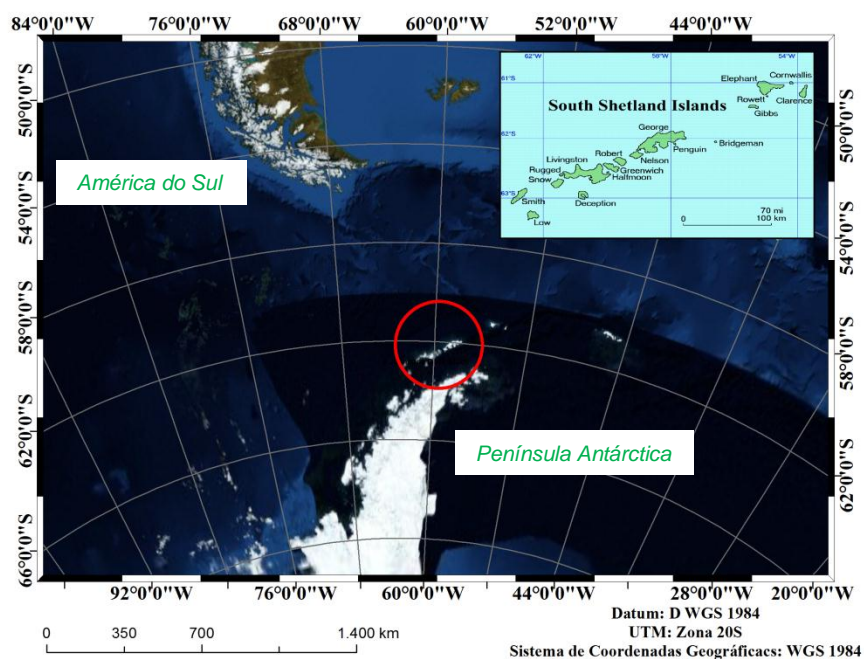


Figura 4: Localização do Arquipélago das Ilhas Shetland do Sul.

O arquipélago é constituído pelas seguintes ilhas; *Smith, Low, Rugget, Snow, Livingston, Deception, Robert, Greenwich, Halfmoon, Nelson, George, Penguin, Bridgeman, Elefant, Cornwallis, Rowet, Clarence e Gibbs*. Possuem, em geral, uma orientação NE-SW. Todas as ilhas possuem, a maior parte, da sua superfície coberta por glaciares, a Ilha de Livingston e a península de Hurd não são excepções.

A península de Hurd fica situada na costa sul da Ilha de Livingston com orientação SW-NE. A zona onde os trabalhos de campo se desenvolveram, situa-se no sector NW da península de Hurd, com domínio glaciário. Os furos CALM, Papagal, EMETEO, PG1 foram realizados fora da área do glaciário e o furo PG2 nas imediações do glaciário Hurd (Figura 5).

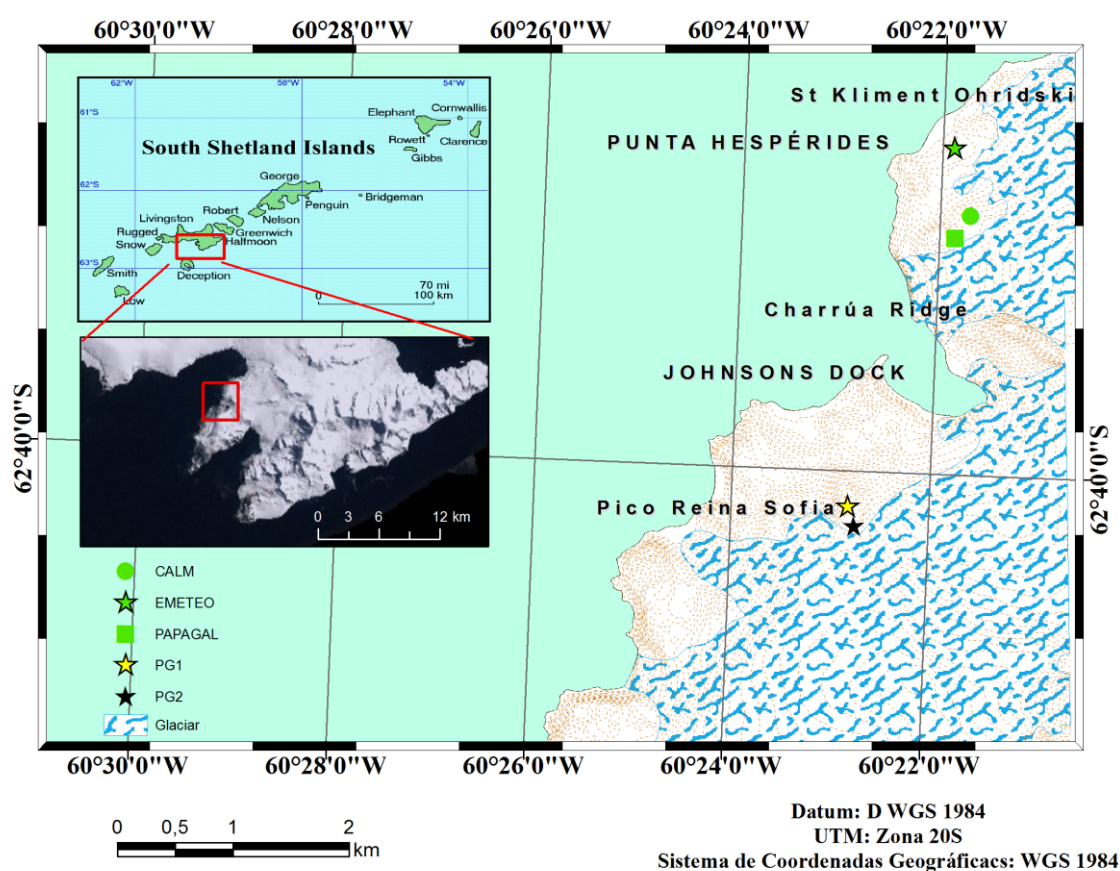


Figura 5: Localização dos sítios CALM, Papagal, EMETEO, PG1 e PG2, na Península de Hurd, Ilha de Livingston. Cartografia vectorial 1:25000 gentilmente cedida pelo Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa. (Servicio Geográfico del Ejército, 1991). Limites do glaciário: georeferenciado e vectorizado de raster de Pimpirev et al., 2006 e Kraus et al., 2008.

Para uma melhor visualização dos aspectos morfológicos da zona de estudo, apresentam-se alguns mapas hipsométricos (Figura 6A), declives (Figura 6B) e perfis topográficos (Figura 7 e Figura 8), com a localização dos pontos onde se efectuaram os furos.

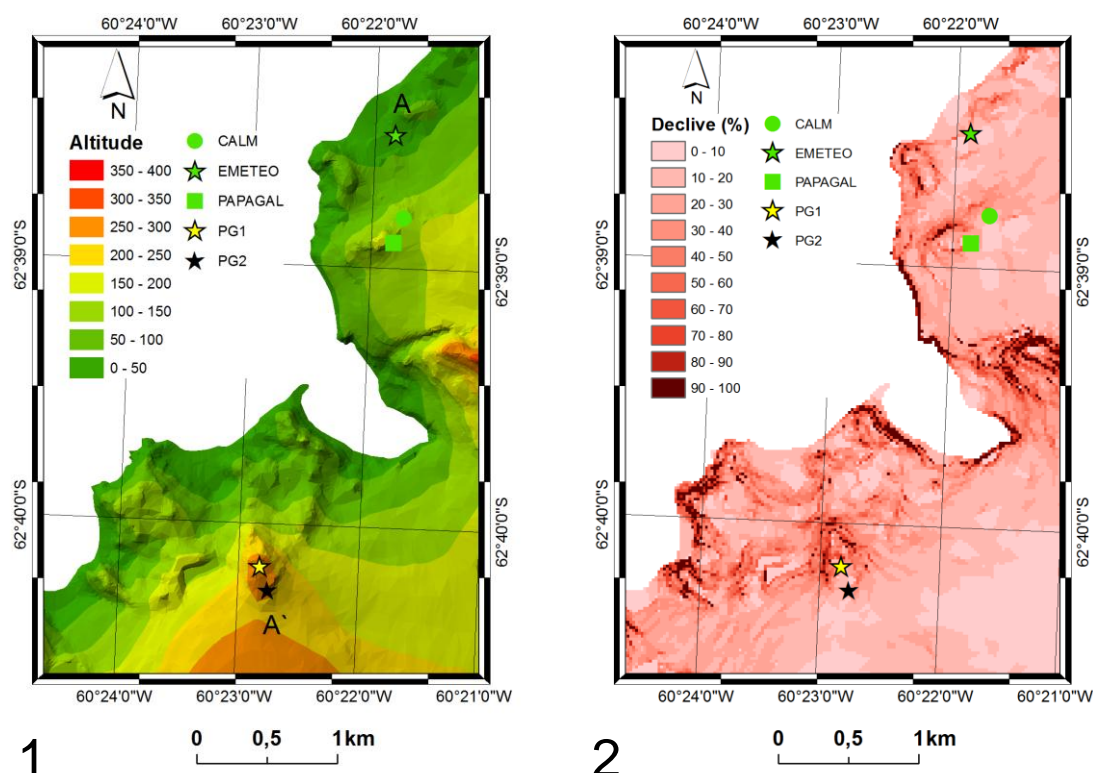


Figura 6: Mapa hipsométrico (1) em metros e de declives (2), em percentagem da zona de estudo, na península de Hurd, Ilha de Livingston. Cartografia vectorial 1:25000 gentilmente cedida pelo Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa. (Servicio Geográfico del Ejército, 1991).

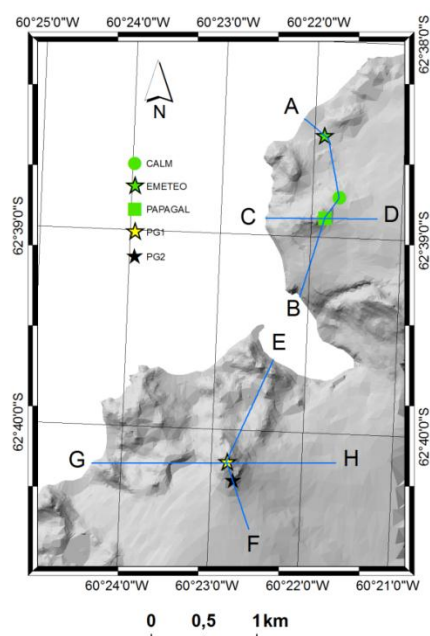


Figura 7: Modelo digital do terreno da península de Hurd, com os traçados dos perfis A-B, C-D, E-F, e G-H. Cartografia vectorial 1:25000 gentilmente cedida pelo Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa. (Servicio Geográfico del Ejército, 1991).

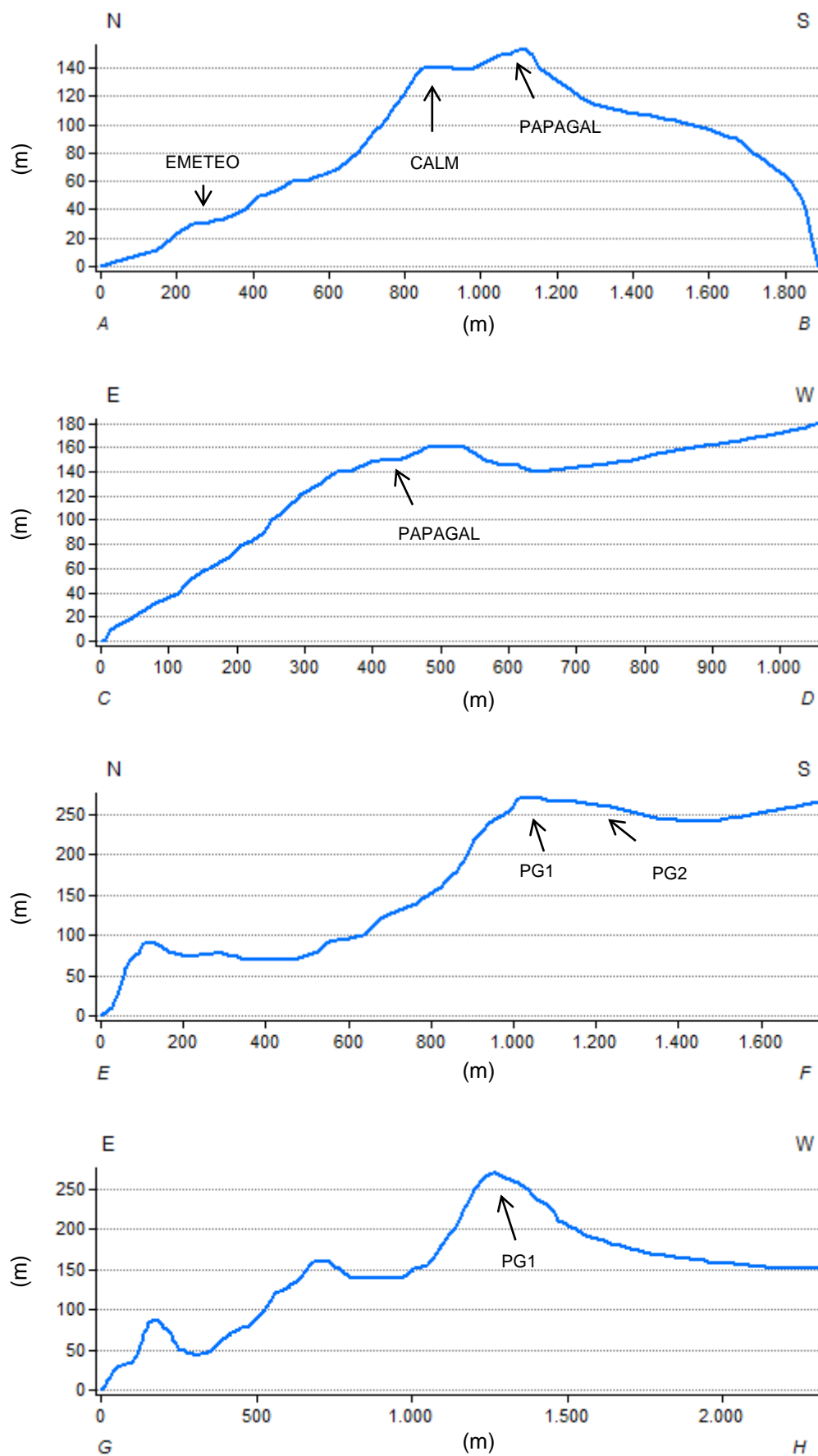


Figura 8: Perfis segundo as direcções A-B, C-D, E-F e G-H, com a localização das sondagens (CALM, Papagal, EMETEO, PG1 e PG2).

1.4. Enquadramento geológico

As ilhas Shetland do Sul encontram-se localizadas na Placa de Drake, a noroeste da península Antártida. São limitadas a norte, por uma zona de subducção e no sector sudeste, pela crista oceânica do Estreito de Bransfield (Figura 9).

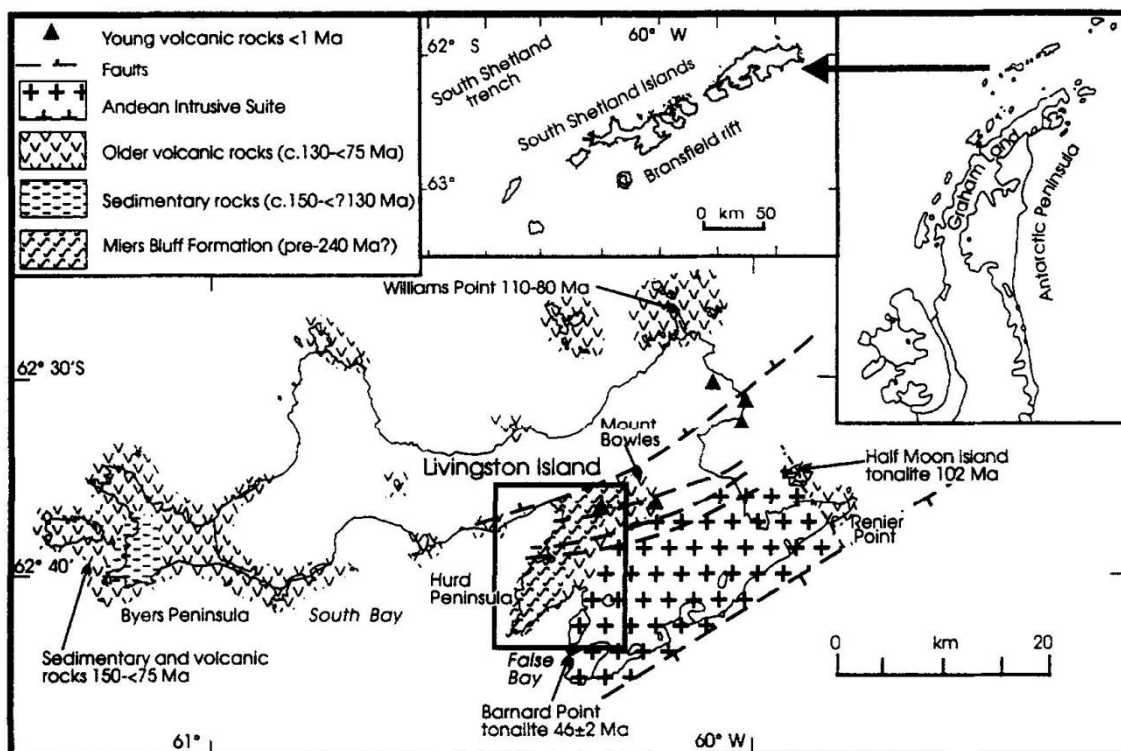


Figura 9: Geologia geral da Ilha de Livingston (Willan et al. 1996).

As ilhas são as raízes erodidas de um arco insular que abrangia a Península Antártica e a América do Sul. A subducção da placa oceânica proto-pacífica sobre as Shetland do Sul originou um arco insular Mesozoico-Cenozoico (Kamenov, 2008). Foram identificadas 3 fases na construção dos principais episódios tectónicos da região, (Hanson e Gordon, 1998 (em Trindade, 2009)); a primeira fase corresponde à separação do continente da Gondwana (Jurássico), a segunda à separação da placa da América do Sul das restantes (Cretácico) e a terceira à divergência da Placa Antártica (final do Cretácico). Entretanto a região sofreu com a orogenia Andina entre o Cretácico e o Miocénico – série intrusiva andina (Figura 9). No final do Cenozóico (Hanson e Gordon, 1998 em Trindade, 2009), a placa sul-americana inicia a subducção por debaixo da Placa Antártica e gera-se um arco insular com diversas microplacas.

Na península de Hurd, ilha de Livingston, surgem duas unidades geneticamente distintas: uma formação sedimentar, Miers Bluff Formation (MBF) e uma outra unidade ígnea mais recente,

sobreposta discordantemente, Antarctic Peninsula Volcanic Group (APVG). A unidade base da Ilha de Livingston é a formação sedimentar, a MBF, com 3000 metros de espessura referida em Smellie *et al.* (1995) e Kraus *et al.* (2008) (Figura 11). A MBF foi correlacionada com o Trinity Peninsula Group (TPG) onde abundam fósseis que suportam uma origem marinha (Smellie, *et al.*, 1995), e Doktor *et al.*, (1994); Hobbs (1968), Kraus *et al.* (2008)) (Figura 10). Smellie *et al.* (1995) identificaram três fases de deformação distintas, que cortam a MBF e provavelmente poderão estar relacionadas com as 3 fases construtivas descritas anteriormente.

1.5. Sedimentologia da Miers Bluff Formation (MBF)

A Miers Bluff Formation (MBF) é uma sequência turbidítica alternando, grosso modo, entre arenitos e argilitos escuros. Em pormenor, é formada por arenitos e arcoses, grauvaques, argilitos escuros, conglomerados e brechas que, por vezes, apresentam metamorfismo de baixo grau.

A idade da MBF tem sido alvo de debate. As idades propostas variam desde o Carbónico tardio ao Jurássico inferior. Recentemente têm sido mencionadas idades entre o Jurássico e Cretácico (Kraus *et al.*, 2008). De acordo com Arche *et al.* (1992 A) a fonte dos sedimentos da MBF pode ter sido o resultado do transporte de sedimentos de antigos terraços vulcânicos, magmáticos e de baixo grau metamórfico, ao longo do bordo da placa pacífica da Godwana.

Pallàs *et al.* (1992) e Smellie *et al.* (1995) dividem a MBF em 3 membros: Johnsons Dock (1); Napier Peak (2) e Moores Peak (3), (Figura 11):

- Membro 1: Alternância entre arenitos e argilitos escuros;
 - Membro 2: Intercalação entre arenitos, conglomerados e argilitos escuros;
 - Membro 3: Brechas intraformacionais.
-

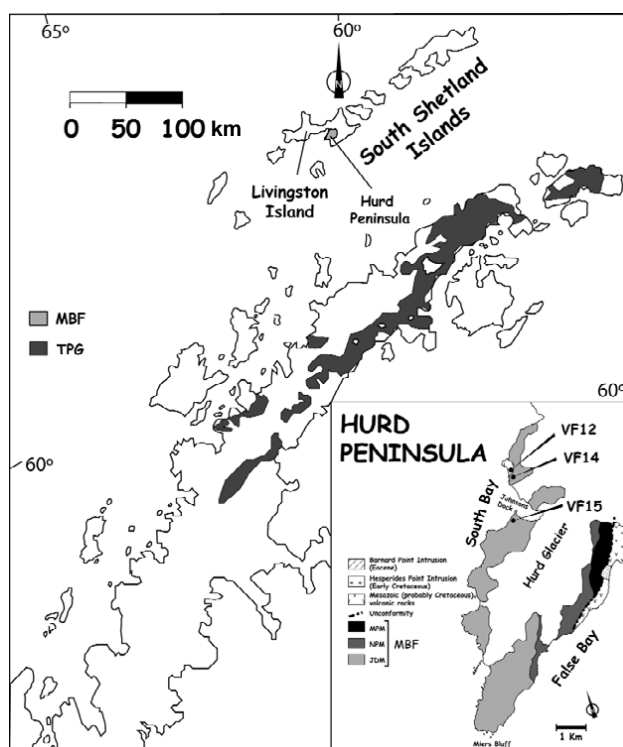


Figura 10: Localização da MBF que pertence ao grupo da TPG (Trinity Peninsula Group). A MBF divide-se nos membros JDM (Johnsons Dock Member), NPM (Napier Peak Member), and MPM (Moores Peak Member), in Hervé et al., (2006).

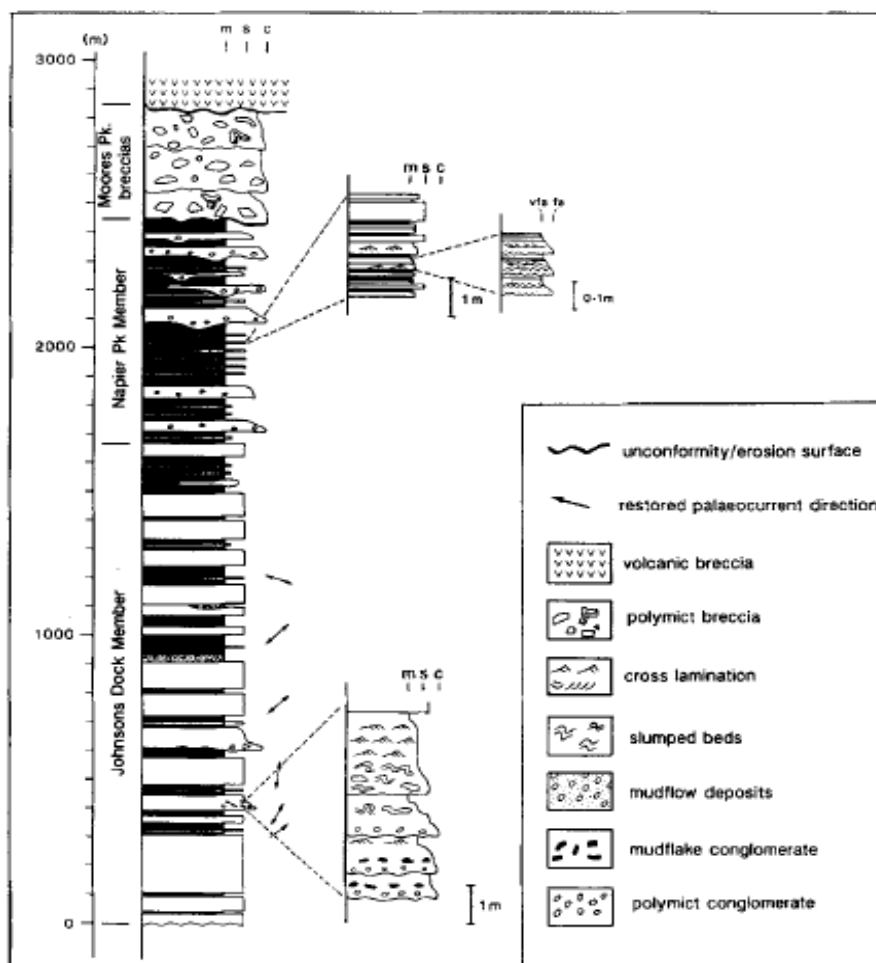


Figura 11: Secção através dos sedimentos compostos da formação MBF (membros de Johnsons Dock, Napier Peak e Moores Peak). Abreviaturas m – argilitos escuros; s – arenitos; c – conglomerados; vfs – arenitos muito finos; fs – arenitos finos, in (Smellie *et al.*, 1995).

De acordo Kraus *et al.* (2008) a região foi submetida a alteração hidrotermal, podendo existir evidências petrográficas, como por exemplo, a clorite. Ter-se-ão desenvolvido reacções metassomáticas nos estádios finais do processo de cristalização, com consequente produção de calcite e de quartzo que vieram a preencher fracturas tardias dos corpos ígneos.

1.5.1. Membro 1: Johnsons Dock

Existem diversos trabalhos que fazem referência à região de Johnsons Dock dominada pela MBF (Figura 12). Alguns autores (Arche, *et al.*, 1992 A) reconheceram diversas fácies sedimentares que variam desde argilitos escuros a arenitos, bem como conglomerados e brechas, descritos no "log" estratigráfico de Johnsons Dock e do Monte Reina Sofia (Figura 13).

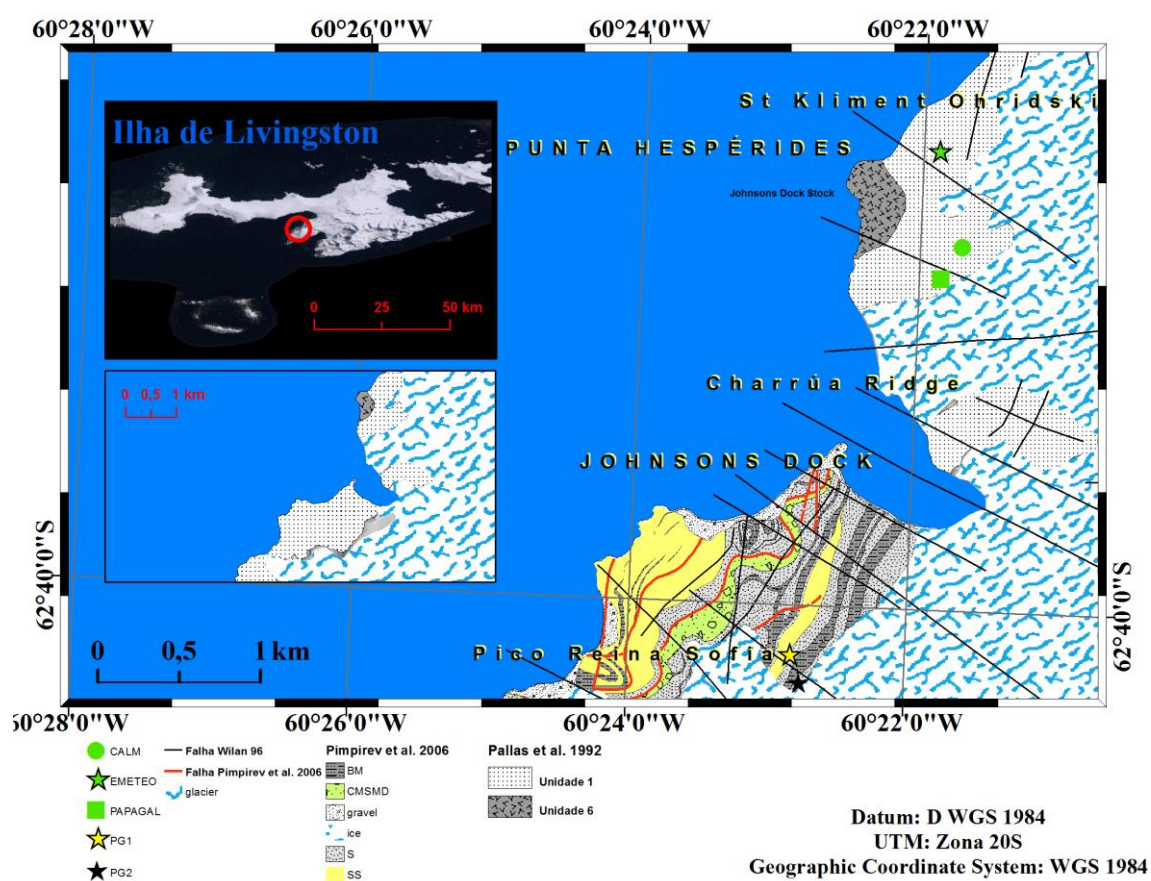


Figura 12: Mapa Geológico da região de Punta Hespérides e Johnsons Dock. Fontes: Pallàs *et al.* (1992), Willan R. C. (1996) e Pimpirev *et al.* (2006), ESRI World Imagery, (2010). Cartografia vectorial 1:25000 gentilmente cedida pelo Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa. (Servicio Geográfico del Ejército, 1991). Limites do glaciar: georeferenciado e vectorizado de raster de Pimpirev *et al.*, 2006 e Kraus *et al.*, 2008.

LEGENDA: **Unidade 1:** formação de MBF; **Unidade 6:** corpos granitóides paleogénicos ou tonalito; **BM:** argilas escuras; **CMSMD:** canais de enchimento com matriz de argilas detríticas; **gravel:** Cascalho; **S:** arenitos; **SS:** escorregamentos contemporâneos da sedimentação (sin-sedimentares) (syndimentary slump).

Segundo estes autores, Johnsons Dock é uma sucessão intercalada de arenitos e xistos argilosos por vezes com a presença de brechas. Com base noutros estudos petrográficos foram também identificadas arcoses ricas em plagioclase (Arche *et al.* 1992 B). Algumas sofreram alteração diagenética dos feldspatos e fragmentos vulcânicos para ilite e clorite e, com adição de fragmentos de rochas metamórficas, resultou na formação de grauvaques e de arenitos mais finos.

Johnsons Dock

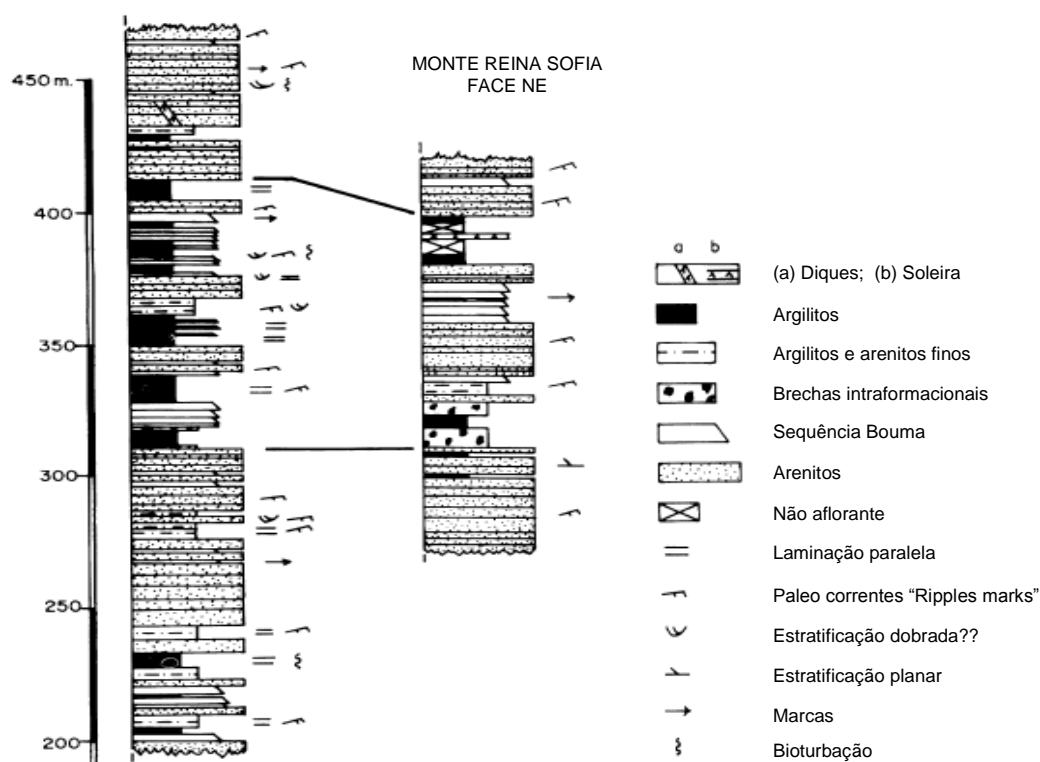


Figura 13: Perfis da MBF em Johnsons Dock, tentativa de correlação com Monte Regina Sofia (face NE), adaptado de Arche, *et al.* (1992 B).

Pimpirev *et al.* (2006) confirmam globalmente as referidas litologias de Johnsons Dock (Figura 12), acrescentando a identificação de algumas estruturas sedimentares: argilitos escuros, canais de enchimento com matriz de argilas detríticas, diques, arenitos e escorregamentos contemporâneos da sedimentação.

1.6. Antarctic Peninsula Volcanic Group (APVG)

A Ilha de Livingston contém o registo mais extenso da sequência magmática do arco insular com actividade Mesozóica – Cenozóica. Múltiplos complexos plutónicos hipabissais e vulcânicos encontram-se expostos (Kamenov, 2008), entre eles, diques (Figura 14). A região foi sujeita a deformação, levantamento e vulcanismo.



Figura 14: Dique de basalto cortando a MBF na região de Punta Hespérides, retirado de Kamenov (2008).

As rochas plutónicas relacionadas com o arco insular constituem diversos pequenos *stocks* na Península de Hurd, entre os quais se encontra o plutonito de Punta Hespérides (Figura 15) (Kamenov, 2008).

Têm sido identificadas diferentes idades na ocorrência destes episódios que variam desde o Cretácico Superior até ao Éocénico. Esta fase tardia corresponde à unidade *Antarctic Peninsula Volcanic Group* (APVG) que, frequentemente corta a MBF em diques e intrusões magmáticas.

Em Punta Hespérides foram identificadas duas séries de intrusões ígneas (Willan *et al.*, 1994) e diversos diques de rochas hipabissais (Kraus *et al.*, 2008), como ilustra a Figura 15. Estes cortam a formação de MBF apresentando composição variável entre basaltos e riólitos, com predominância de líquidos basálticos e andesitos. As rochas magmáticas projectam-se, em geral, na série toleítica de ambiente intraplaca, oceânico, podendo reflectir processos de contaminação crustal de extensão variável.

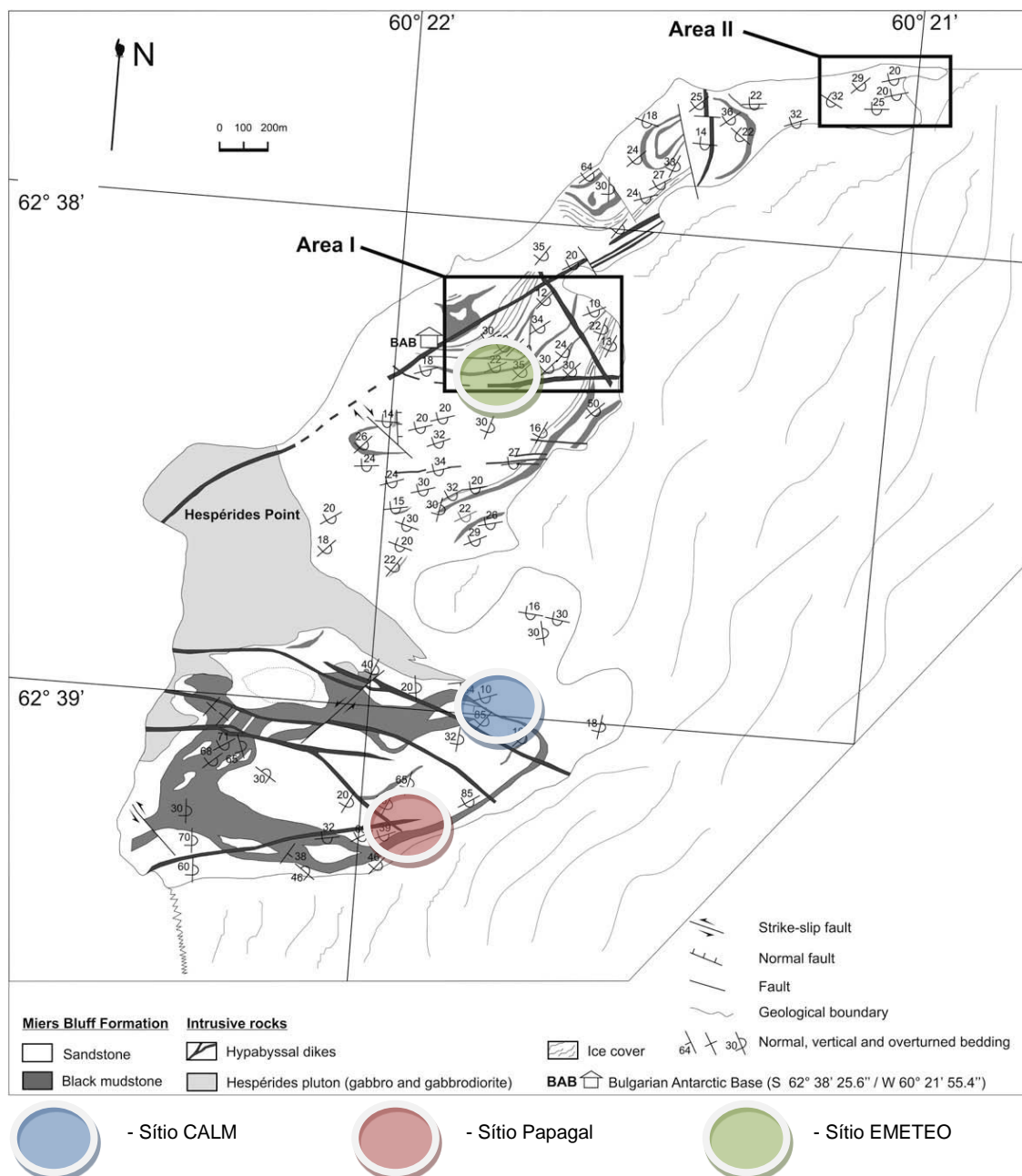


Figura 15: Enquadramento geológico dos diques e plutonito de gabro ou gabrodiorito na região de Hespérides (adaptado de Kraus et al. (2008)).

CAPÍTULO 2 PROPRIEDADES FÍSICAS DAS ROCHAS, REVISÃO DE CONCEITOS

2.1. Introdução

A distribuição do *permafrost* e da camada activa é vulnerável às variações de temperatura que ocorrem no terreno superficial. O estudo das propriedades físicas do terreno contribui significativamente para a descrição da sua reacção face às variações climáticas transmitidas por condução em profundidade.

As propriedades físicas são indicadoras que quantificam o comportamento das rochas face a determinados factores. O processo consiste em, recorrendo a valores resultantes de uma medição, traduzir ou descrever o sinal físico através de uma equação. As propriedades físicas variam com a dinâmica térmica, estrutura, textura, geometria e composição da rocha e dos materiais que preenchem, nas diferentes fases, os seus vazios (Figura 16).

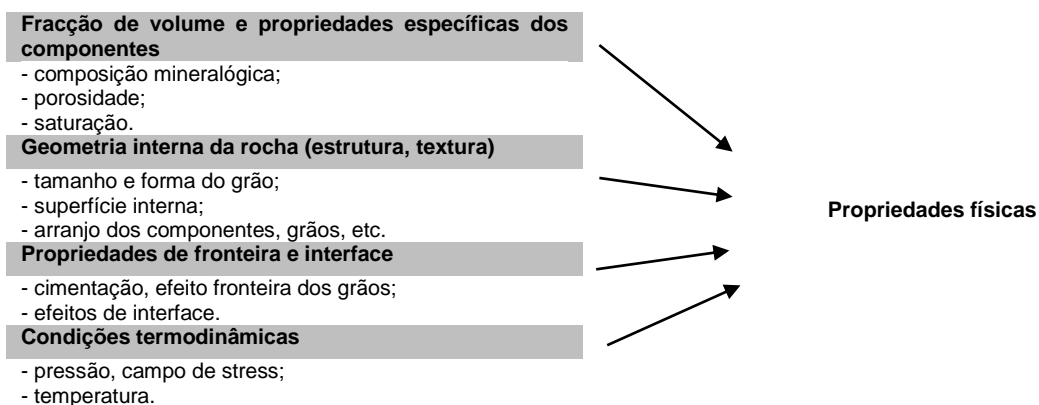


Figura 16: Propriedades das rochas – principais dependências, adaptado de (Schön, 1996).

A semelhança do comportamento físico de diferentes rochas permite agrupá-las de acordo com a estrutura (homogeneidade e anisotropia), composição mineralógica, (monomineral e polimineral), conteúdo nos poros (densa e porosa) e estrutura, agregação e cimentação dos grãos na matriz (consolidadas e não consolidadas).

A petrofísica é utilizada no auxílio a diversas áreas das Geociências, particularmente na resolução de problemas relacionados com as ciências, associados à investigação de processos geológicos internos, de engenharia geofísica, geologia, etc.

No terreno que sofrem sazonalmente congelação e fusão, a percentagem em humidade, a porosidade e a massa volúmica são os principais índices físicos que caracterizam os aspectos

da engenharia geológica. Por outro lado, as propriedades termofísicas representam os principais índices que explicam a transferência de calor no terreno.

2.2. Propriedades termofísicas

O estudo dos processos térmicos do planeta pode ser considerado como de elevada importância em diversos ramos da geofísica porque o calor desempenha um papel fundamental na explicação teórica da origem e evolução do interior da Terra (Smith, 1973). Nomeadamente, no âmbito deste trabalho, no estudo do registo paleoclimático anterior ao período instrumental e na transferência da energia térmica entre a atmosfera e o solo gelado. No interior da Terra o calor é transmitido em direcção à superfície através de três mecanismos, radiação convecção e condução. Na litosfera o mecanismo dominante é a condução.

As propriedades físicas das rochas influenciam alguns fenómenos como o congelamento, a fusão, a subsidência, a erosão térmica e o termocasso. A condução de calor no terreno depende de três parâmetros: a capacidade térmica mássica, a condutividade térmica e a difusividade térmica.

Todos os materiais possuem capacidade de armazenar ou transferir calor por condução. A pressão constante, a capacidade térmica mássica (C_p) de um material é definida pela quantidade de energia necessária para aumentar em 1 °C, a unidade de massa e está relacionada com a capacidade de um material armazenar energia térmica. A condutividade térmica e a difusividade térmica são duas propriedades termofísicas dos materiais rochosos que estão relacionadas com a maneira como a energia se transmite através deles. São dois parâmetros fundamentais para descrever o comportamento do terreno com *permafrost*.

As regiões polares são muito sensíveis às variações climáticas. Face ao recente cenário climático global é necessário compreender como tem evoluído o clima na Antárctida Marítima, região ainda pouco estudada. As propriedades físicas são, deste modo, muito úteis, não só para a geocriologia mas também para a geomorfologia periglacial, geotermia e paleoclimatologia. Aplicando métodos de inversão e recorrendo à equação da condução do calor, é possível descrever climas passados anteriores ao período instrumental. Deste modo, para a modelação paleoclimática terá de se desenvolver um esforço internacional para obter os valores das propriedades físicas e registos de temperaturas em furos. Existem alguns projectos internacionais que contribuem para o estudo desta temática e onde se encontram a trabalhar equipas de investigação portuguesas. Pode-se, por exemplo, referir os projectos internacionais de monitorização do regime térmico do solo, PERMAMODEL, PERMANTAR e PERMANTAR 2.

2.2.1. Condutividade térmica

A condutividade térmica caracteriza a capacidade de condução de energia térmica de um material ou rocha. É uma medida da maior ou menor facilidade com que as rochas conduzem a energia térmica. Baixas condutividades térmicas indicam que o material ou a rocha são maus condutores de calor, enquanto altas condutividades térmicas indicam que o material ou a rocha são bons condutores. Para definir a condutividade térmica é necessário recorrer à equação de Fourier ((Smith, (1973), Lienhard & Lienhard (2003), Wang *et al.* (2008), Lowrie (2007)):

$$q = -K\nabla T \quad (1)$$

Onde q é a densidade de fluxo de calor, K é a condutividade térmica, $\nabla T = \left(\frac{\partial T_x}{\partial x} + \frac{\partial T_y}{\partial y} + \frac{\partial T_z}{\partial z} \right)$ é o gradiente de temperatura, $\frac{\partial T_x}{\partial x}$ e $\frac{\partial T_y}{\partial y}$ são os gradientes laterais de temperatura e $\frac{\partial T_z}{\partial z}$ o gradiente vertical de temperatura. A variação vertical da temperatura em ordem à profundidade (componente z do gradiente, $\frac{\partial T_z}{\partial z}$), é o denominado gradiente geotérmico. Assim, se considerarmos um meio apenas com fluxo de calor vertical, e condutividade térmica K , q é a quantidade de calor que flui (q_z) da zona de temperatura mais alta para a zona de temperatura mais baixa, numa área de um metro quadrado, por segundo, onde o gradiente de temperatura é 1°C por metro (Figura 17). No sistema internacional (SI) as unidades de condutividade térmica são expressas em $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ ou $W/m \cdot K$.

A condutividade térmica pode ser medida no campo ou no laboratório. Existem diversos métodos utilizados para determinação em laboratório das propriedades termofísicas que recorrem a amostras recolhidas em sondagens, como por exemplo, os métodos transientes.

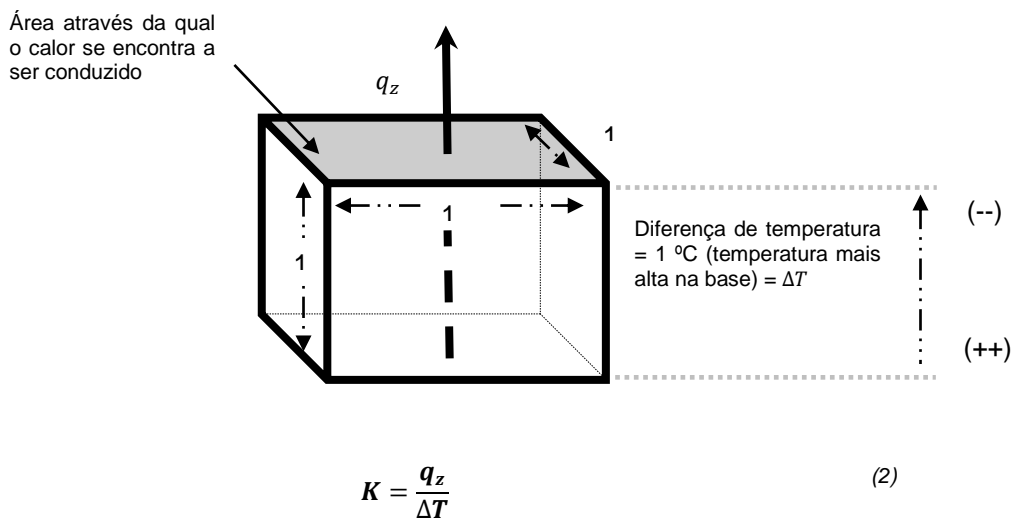


Figura 17: Condução de calor através de uma superfície assumindo que não existe perda de calor lateral no cubo. A condutividade térmica (K) do material do cubo, (2), é igual à taxa do fluxo de calor (q), [componente Z], através da superfície quando o gradiente de temperatura é unitário (1°C), modificado de Smith (1973).

Existem alguns factores que afectam os valores da condutividade térmica nas rochas como, por exemplo, a porosidade, a mineralogia, a xistosidade, a dimensão dos cristais e a temperatura.

Os valores da condutividade térmica variam nos minerais. A grafite e o diamante possuem um dos mais altos valores de condutividade térmica, depois seguem-se os sulfetos, como a pirite e os óxidos, e fluorites e clorites, carbonatos, silicatos, nitratos, e por último os elementos nativos. O quartzo apresenta condutividade térmica média de 7 W/m.K, ultrapassando a média das fluorites e clorites. Os minerais de argila possuem valores médios de 3 W/m.K, enquanto os feldspatos apresentam valores médios na ordem dos 2,3 W/m.K (Figura 18). Observa-se, por exemplo, com o aumento da sílica um aumento da condutividade térmica (Figura 19a) e com o aumento do conteúdo em plagioclases, uma diminuição dos valores da condutividade térmica (Figura 19b).

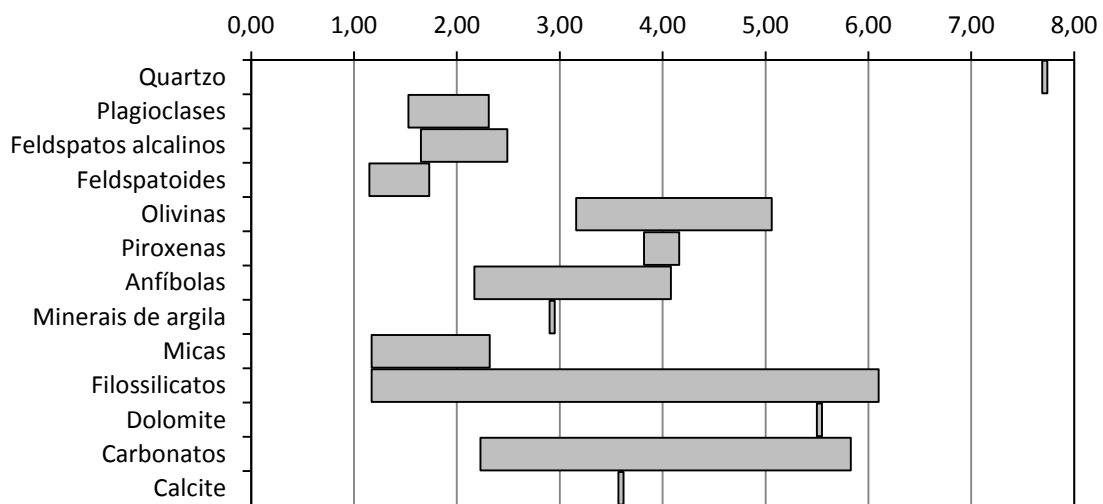


Figura 18: Variação da condutividade térmica (W/m.K) de alguns minerais (adaptado de Cermak & Rybach, 1982).

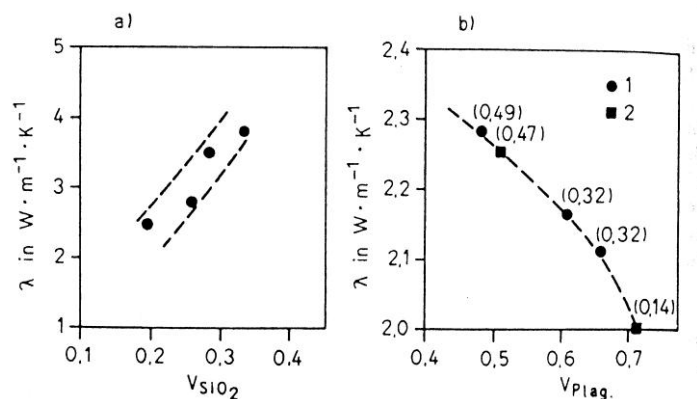


Figura 19: Influência do conteúdo mineral em: (a) quartzo e (b) plagioclases em rochas magmáticas. (1) - diabase e (2) - gabro (Schön 1996).

Clauser & Huenges (1995) particularizam os principais mecanismos que afectam diferencialmente os valores da condutividade térmica e da difusividade térmica, de acordo com

a gênese das rochas: (a) porosidade, (ver secção: 2.3.1-Porosidade) (rochas sedimentares e vulcânicas), (b) as fases minerais dominantes (rochas metamórficas e plutônicas) e (c) a anisotropia (rochas sedimentares e metamórficas).

Yershov (1998) observa a seguinte relação para as rochas sedimentares. Os valores da condutividade térmica variam em três subgrupos, a) rochas detríticas ou rudáceas (arenitos, grauvaques, conglomerados), b) siltitos e argilitos, c) rochas químicas e bioquímicas (calcários, dolomites, e outras rochas de origem marinha). Os valores médios de condutividade térmica aumentam segundo a série: rochas químicas e bioquímicas – rochas siltíticas e argiliticas – rochas rudáceas.

Tabela 2: Condutividade térmica (K) e capacidade térmica volumétrica C_{vol} de alguns materiais (Yershov, 1998).

Descrição	K (W/m.K)	C_{vol} (J/m ³ .K)
Água		
+ 4,1°C	0,54	4180
+ 20°C	0,60	-
Gelo	2,22	1930
Ar		
+ 0°C	0,024	1 – 260
- 23°C	0,022	-
Neve		
Solta	0,1	210
Compacta	0,3 – 0,4	420 – 630
Rochas plutônicas		
Granitos	2,3 – 4,1	1680 – 1810
Gabros	1,74 – 2,91	2120 – 2240
Peridotites	2,4 – 3,4	2240 – 2640
Rochas vulcânicas		
Basaltos	1,4 – 2,8	2270 – 2770
Rochas metamórficas		
Quartzitos	2,9 – 6,4	1780 – 1990
Ardósias	1,74 – 2,33	1850 – 1920
Rochas sedimentares		
Arenitos	0,7 – 5,8	1130 – 2250
Calcários	1,1 – 5,2	1010 – 2010
Dolomite	1,1 – 5,2	1810 – 2840
Geso	0,8 – 1,3	1810 – 2020
Pedra de sal	7,2	1810
Carvão	0,1 – 0,18	1560 – 1950
Rochas rudáceas		
Secas	0,23 – 0,35	1000 – 1900
Saturadas em água	1,1 – 2,1	2300 – 3200
Congeladas	1,4 – 3,1	1800 – 2300
Matéria orgânica		
Seca	0,012 – 0,14	100 – 150
Saturada em água	0,7 – 0,9	2400 – 3600
Congelada	1,1 – 1,2	1600 – 2700

O grau de foliação e xistosidade condiciona muito os valores da condutividade térmica das rochas. Nas rochas metamórficas, a variação dos valores da condutividade térmica é alargada. Aumentam a partir das ardósias, gneisses e até aos quartzitos, entre 0,8 e 7,4 W/m.K; isto é

explicado pelo gradual desaparecimento da xistosidade nesta série (Yershov, 1998). Na Tabela 2 mostram-se, para algumas rochas, a variação dos valores da condutividade térmica.

Em ambientes periglaciários ocorre uma variação da temperatura periódica em redor dos zero graus. É frequente nestes ambientes encontrar-se água líquida a temperaturas negativas ou em zonas restritas em *permafrost*. Abaixo dos zeros graus o terreno encontra-se em estado crióptico, mas não necessariamente congelado. A água poderá não congelar aos zero graus devido à concentração de sais, presentes no terreno. De facto, com frequência nestes ambientes a água poderá apresentar uma elevada concentração de sais. Nestas condições a temperatura de congelação da água baixa e observa-se água líquida em terrenos com temperaturas inferiores a zero graus celsius. Sazonalmente, é comum encontrar-se nos poros das rochas ar, água e/ou gelo, que possuem condutividades térmicas distintas (Tabela 2). Os valores crescem na série ar-água-gelo, ou seja, a condutividade térmica é superior para os solos congelados. Para as rochas ou solos congelados que apresentam altas porosidades e água intersticial é de esperar diferenças elevadas nos valores da condutividade térmica. Na realidade a água circula com facilidade e poderá ocupar os poros intersticiais acessíveis devido às elevadas forças de sucção desenvolvidas no processo de congelação (na ordem de 1 MPa). Assim, a porosidade é um dos principais factores que afectam a condutividade térmica, especialmente em ambientes periglaciários, onde ocorre sazonalmente, na camada activa, fusão e congelamento da água no terreno. A condutividade térmica é, portanto, um factor determinante no *permafrost que sofre congelação*, no gradiente de temperatura e na delimitação da espessura da camada activa.

A dependência da condutividade térmica nas rochas em função da temperatura é relativamente insignificante (Schön, 1996). A dependência da pressão na variação da condutividade térmica é ainda mais baixa do que a temperatura. De acordo com Schön (1996), o aumento da pressão da água em 10 MPa resulta apenas, num aumento de condutividade térmica na ordem dos 0,5 W/m.K. Em condições naturais o efeito da pressão é na realidade combinado com o da temperatura, como por exemplo, em fenómenos de subsidência. Deste modo, para profundidades relativamente baixas o efeito da pressão é negligenciável. Para Yershov (1998) um dos factores que também determina as propriedades térmicas do terreno é a sua salinidade. A salinidade aumenta o conteúdo da fase líquida e poderá reduzir desta forma a condutividade térmica. A variação da salinidade em ambientes periglaciários poderá afectar a temperatura de congelação dos solos, além de influenciar a condutividade térmica.

CONDUTIVIDADE TÉRMICA DA ROCHA	diminui	Com a porosidade
	aumenta	Com a condutividade térmica do fluido nos poros
	aumenta	Com o conteúdo em água
	aumenta	Com a cimentação da matriz e contacto entre grãos
	aumenta	Com a condutividade térmica dos minerais (composição mineralógica)
	aumenta	Com a massa volúmica

Figura 20: Factores de variação da condutividade térmica numa rocha.

Em resumo, a condutividade térmica poderá variar de acordo com a porosidade, ambiente, condutividade térmica dos fluídos nos poros, conteúdo em água, cimentação da matriz e contacto entre os grãos, mineralogia, massa volúmica e xistosidade (Figura 20).

2.2.2. Difusividade térmica

A difusividade térmica α depende da condutividade térmica (Cermak & Rybach, 1982) de acordo com a equação (3), onde K é condutividade térmica (W/m.k), ρ é massa volúmica (Kg/m³) e C_p é a capacidade térmica mássica a pressão constante (J/kg.K).

$$\alpha = \frac{K}{\rho \cdot C_p} \quad (3)$$

A difusividade térmica está associada à velocidade de propagação do calor no solo e nas rochas, em particular. É uma medida da maior ou menor facilidade com que os materiais perdem ou ganham energia térmica ao longo do tempo. Baixas difusividades térmicas indicam que o material ou as rochas perdem ou armazenam energia térmica de maneira relativamente lenta, enquanto altas difusividades térmicas indicam que o material ou a rocha adquirem ou armazenam energia térmica de maneira relativamente rápida.

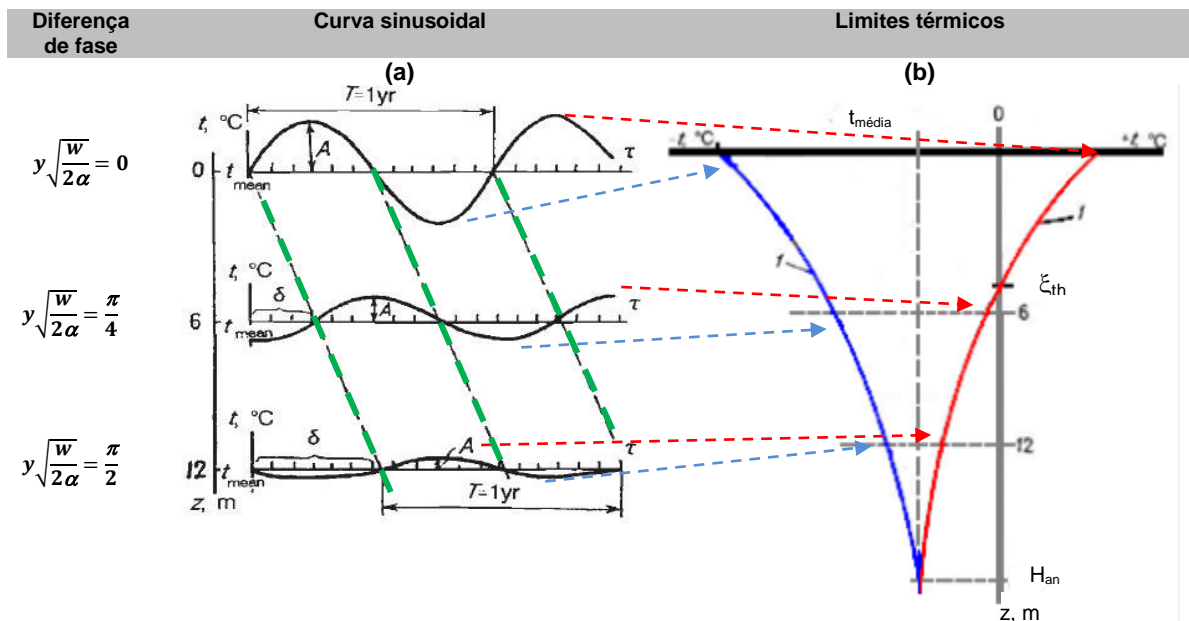


Figura 21: (a) Curva sinusoidal calculada que descreve a variação real da temperatura do sinal atmosférico, à medida que se propaga em profundidade no solo. A difusividade térmica de um solo atrasa e diminui exponencialmente a amplitude do sinal em ordem à profundidade. Z = Profundidade; A = Amplitude; T = período. (b) Os limites térmicos do sinal (máximos e mínimos de temperatura) podem ser representados recorrendo a uma outra perspectiva. H_{an} = limite anual de propagação de temperatura; ξ_{th} = limite de congelamento e fusão sazonal, modificado de Yershov (1998).

A condução de calor, em regime transiente, num meio isotrópico, sem produção de calor interno, em que os gradientes de temperatura laterais são pelo menos duas ordens de magnitude inferiores ao gradiente vertical (Figura 21) pode ser descrita recorrendo à equação, a uma dimensão (Turcotte & Schubert, 2004):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \alpha \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (4)$$

onde, (α) é a difusividade térmica, (T) é a temperatura, e (z) é a profundidade, a um dado instante (t) . Esta equação pode ser integrada para obter a distribuição da temperatura em função da profundidade e do tempo.

As oscilações da temperatura à superfície da Terra, penetram no subsolo com componentes de sinal de temperatura de várias frequências. Como resultado, o campo de temperatura em profundidade varia e contém informações sobre a história da temperatura do solo à superfície (Correia, 2009). Este sinal térmico atmosférico, que oscila sazonalmente e influencia a temperatura superficial do terreno, em ordem à profundidade pode ser descrito, recorrendo à equação (5), que resulta da integração da equação de calor (4) (Turcotte & Schubert, 2004).

$$T(z, t) = T_0 + \Delta T^{-y} \sqrt{\frac{\omega}{2\alpha}} \cdot \cos\left(\omega t - y \sqrt{\frac{\omega}{2\alpha}}\right) \quad (5)$$

onde T é a temperatura do solo, T_0 é a temperatura inicial do solo, ΔT a variação de temperatura, y a profundidade, ω a frequência angular e α a difusividade térmica. A equação descreve a temperatura num dado instante (t) em ordem à profundidade (z) , atrasada e atenuada exponencialmente, em função da difusividade térmica do terreno (Figura 21b).

$$\phi = \left(y \sqrt{\frac{\omega}{2\alpha}}\right) \quad (6)$$

A diferença de fase (ϕ) , (equação (6)) quantifica o atraso do sinal térmico; o efeito pele (L) (equação (7)) descreve a atenuação do sinal térmico, em profundidade

$$L = \left(\sqrt{\frac{2\alpha}{\omega}}\right) \quad (7)$$

ou seja, indica a profundidade onde a amplitude do sinal térmico se reduz a $1/e$, e tende para zero quando a profundidade tende para infinito. A oscilação da curva sinusoidal térmica, perde amplitude em profundidade e tende progressivamente para a assíntota da temperatura média do terreno ($T_{média}$) até atingir o limite anual de propagação de temperatura (Han), (Figura 21).

2.2.2.1. A Difusividade térmica em ambientes periglaciários

Existe uma diversidade de factores (factores-n) que condicionam a condução de calor e o balanço energético entre a atmosfera e a superfície do terreno. Os factores-n prendem-se com a cobertura de neve, tipo de vegetação, camada de matéria orgânica que cobre o solo, exposição solar, relevo e até a precipitação de acordo Lijima *et al.* (2009). Podem variar de acordo com a estação do ano, Verão ou Inverno. Estes factores-n em conjunto com a temperatura atmosférica descrevem as temperaturas do terreno com aproximações consideráveis. Em ambientes periglaciários, enquanto os índices dos factores-n são fáceis de quantificar e determinar na estação de congelamento, são difíceis de determinar na estação em que ocorre a fusão (transição entre o Inverno e Verão). No Inverno French (2007) verificou que de um modo geral, um dos factores mais influentes é a espessura da cobertura de neve, enquanto no Verão é a difusividade térmica. No Verão na ausência de neve a frente de fusão penetra no solo porque as temperaturas do ar e do terreno convergem. Estes factores foram descritos por Trindade (2009) para o sítio CALM na península de Hurd, Ilha de Livingston, Antárctida marítima. No Verão e no Outono identificou a radiação solar incidente e no final de Março, a cobertura de neve (que implica o aumento da temperatura do solo).

Pode ocorrer no *permafrost* e na camada activa a libertação de calor latente provocado pelo congelamento progressivo da água (a água ao congelar liberta calor). O fenómeno é conhecido pelo efeito cortina, termo utilizado por French (2007). Enquanto a temperatura no terreno se mantém razoavelmente constante ocorre progressivamente a mudança de fase da água em gelo. Este efeito que perturba a capacidade térmica mássica e a difusividade térmica dos solos e rochas e que ocorre na presença de água a temperaturas a rondar os 0° C, é usualmente descrito pela capacidade térmica aparente (Equação (8)) em Nicolsky *et al.* (2007).

$$C_{app} = C + \frac{L \cdot d\theta_w}{dT} \quad (8)$$

onde C_{app} é a capacidade térmica mássica aparente (J/kg.K), C é a capacidade térmica mássica (J/kg.K), L é o calor latente de fusão da água (°C), T é a temperatura do solo e θ_w é o conteúdo volumétrico de água líquida no solo à temperatura T . O conteúdo volumétrico de água líquida presente no solo à temperatura T depende da temperatura de quando se inicia o congelamento.

2.3. Outras propriedades físicas das rochas

Algumas propriedades físicas das rochas podem apresentar comportamentos semelhantes característicos, como a massa volúmica e a velocidade de propagação das ondas P, que aumentam, grosso modo, na série das rochas, das mais ácidas para as mais básicas, enquanto a produção de calor diminui na mesma série. Deste modo, relacionar valores de diferentes propriedades físicas de rochas reforça a identificação de diferentes tipos de rochas. A porosidade quantifica os vazios da rocha e indica o volume potencial da rocha que poderá ser ocupado por fluidos. As velocidades de propagação de ondas P avaliam a integridade e a fissuração da rocha. A análise petrográfica das rochas ao microscópio, fornece dados sobre a fracção mineralógica, estrutura, tipos de rocha, etc. As propriedades físicas das rochas contribuem para a descrição do passado, presente e para a modelação futura do comportamento físico e térmico das formações geológicas face a hipotéticos cenários. A reacção das rochas submetidas a diferentes fenómenos geológicos de tensão térmica, pressão de fluídos, pressão litostática, tectónica, vulcanismo, deformação, e “frost heave” é variável de acordo com as propriedades físicas que apresentam.

Para a caracterização petrofísica de uma rocha ou formação é por vezes necessário proceder à escavação ou furação do maciço à procura de testemunhos válidos para submissão a testes e determinações no laboratório.

2.3.1. Porosidade

Schön (1996) define porosidade total como “a fracção de volume total de uma rocha que não é ocupada por constituintes sólidos”; neste contexto uma rocha é constituída por matriz e poros. De acordo com Schön (1996), a porosidade n é a razão entre o volume de vazios ou do espaço ocupado por poros V_v sobre o volume total da rocha V , sendo V_m o volume de matriz sólida da rocha. A porosidade é uma quantidade adimensional e expressa-se através de fracção decimal ou percentagem:

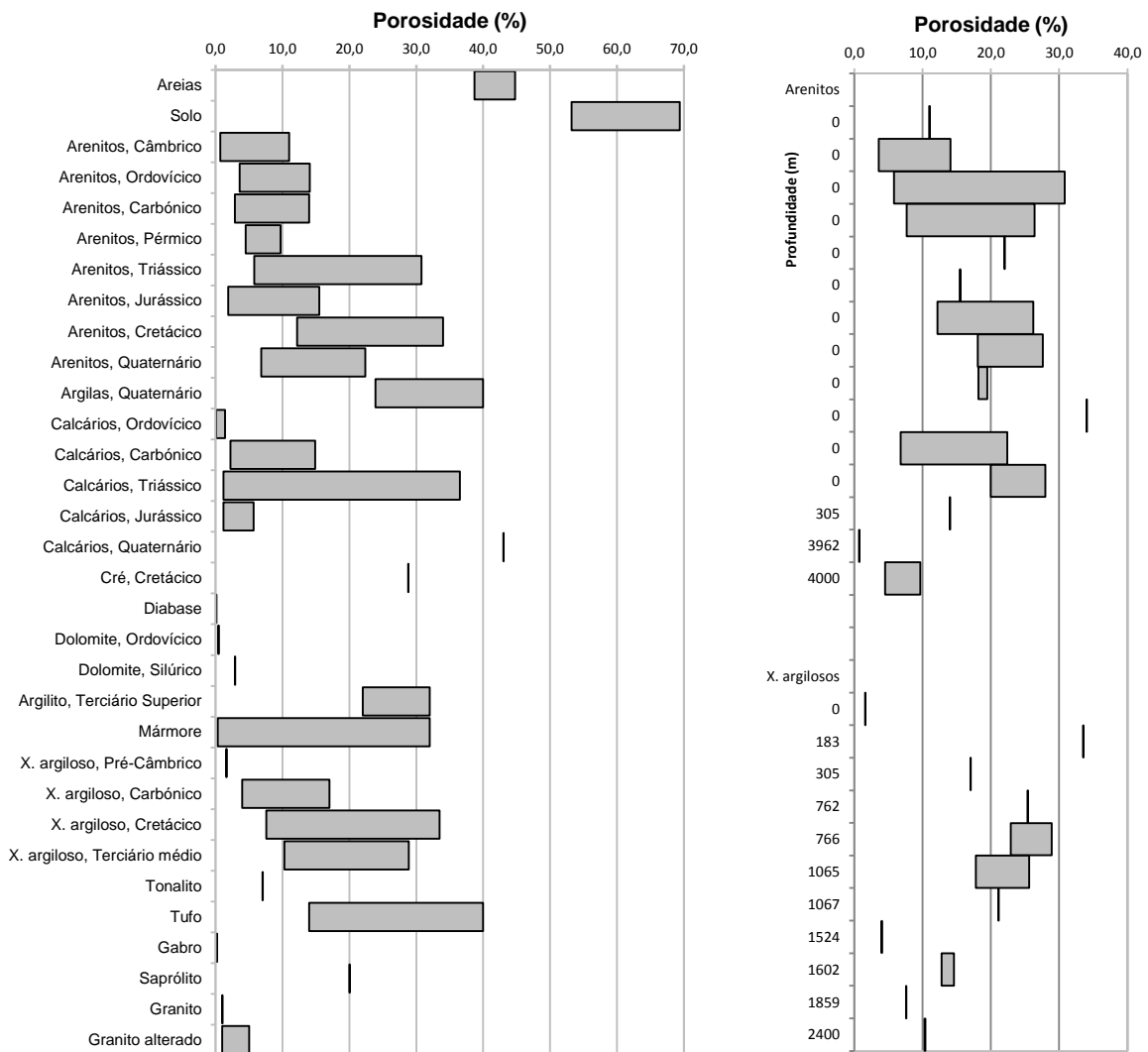
$$n = \frac{V_v}{V} = 1 - \frac{V_m}{V} \Leftrightarrow n = \frac{V_v}{V} \cdot 100 = \left(1 - \frac{V_m}{V}\right) \cdot 100 \quad (9)$$

A porosidade de uma rocha depende dos diversos mecanismos físicos e químicos que actuaram na sua diagénese – *porosidade primária* - (organização dos clastos e cimentação). Posteriormente podem gerar-se tensões e deformações que podem fracturar a rocha e alterar alguns dos seus minerais dando origem a uma diminuição ou aumento de porosidade – *porosidade secundária* - processos de dinâmica geológica, meteorização, etc. Por outro lado,

numa rocha os vazios podem estar interligados com a superfície externa ou isolados sem qualquer ligação com o exterior. Assim, a porosidade pode representar a porosidade total da rocha, considerando os vazios totais da rocha, ou a porosidade aparente, considerando apenas os vazios com interligação ao exterior.

Yershov (1998), no contexto criosférico, menciona porosidade reduzida do solo ou coeficiente de porosidade do solo. Deverá salientar-se que em ambientes criosféricos, os poros encontram-se preenchidos ou por água descongelada, gases e/ou gelo que poderá formar diversas texturas criogénicas.

A porosidade é em geral influenciada por diversos factores, como a profundidade, meteorização, granulometria, calibração do material, idade geológica, compactação dos grãos, mineralogia (composição dos grãos) e orientação dos grãos.



A) **B)**
 Figura 22: Variação da porosidade (%) em algumas rochas típicas (A) Correlação com a idade das formações, (B) Correlação com a profundidade. Valores obtidos em Goodman (1989) e Schön (1996).

Existe uma correlação entre a porosidade e a profundidade a que a rocha se encontra confinada. Nas rochas ígneas sãs, a porosidade situa-se entre os 1% e 2%. Os efeitos da meteorização tendem a aumentar em 20% a porosidade da rocha o que torna a porosidade um bom parâmetro para descrever a qualidade da rocha (Goodman, 1989), como se pode verificar na diferença de valores entre o granito são e o granito alterado (Figura 22A). O efeito da profundidade é evidente nas rochas geradas por compactação, como por exemplo, nos argilitos, e xistos argilosos (Figura 22B). Nas rochas sedimentares, a porosidade apresenta, em regra, uma tendência para diminuir com o aumento da idade deste tipo de rocha (Goodman, 1989), como se pode verificar na Figura 22A. Na generalidade, as rochas tendem a diminuir de porosidade com o aumento da idade geológica.

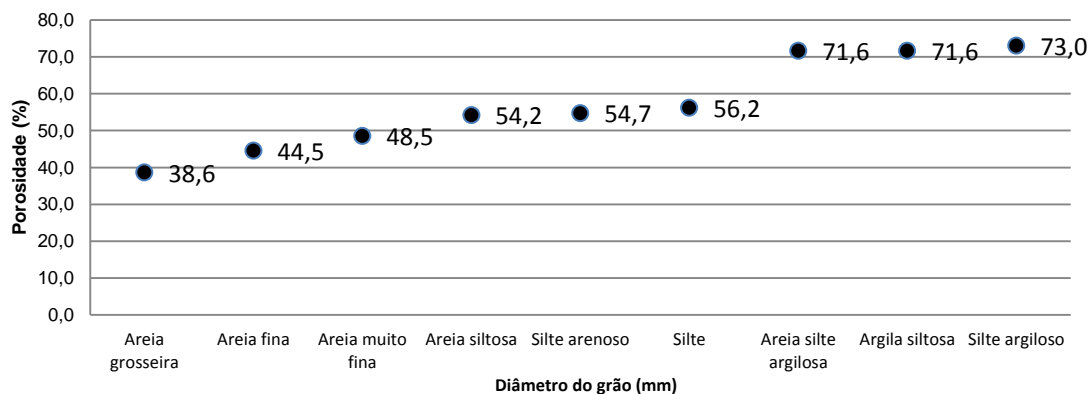
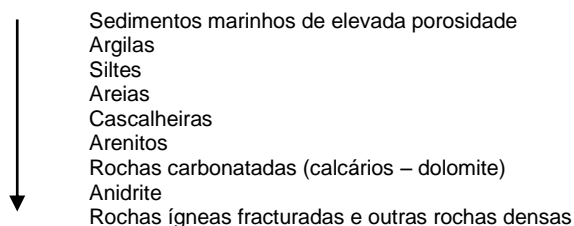


Figura 23: Variação da porosidade em função do tipo sedimentar (Schön, 1996).

A forma e o diâmetro do grão têm também influência na porosidade (Figura 23). Quanto maior o tamanho do grão maior serão os vazios intergranulares e por conseguinte, a porosidade; equanto maior a angularidade maior a porosidade. No entanto, a porosidade é também consequência da calibração do material, materiais bem calibrados tendem a possuir altas porosidades enquanto materiais mal calibrados, baixas porosidades. Neste caso, entre os grãos maiores há acumulação de partículas finas. Outros factores genéticos, tais como, a agregação, a compactação e a cimentação influenciam a porosidade de uma rocha. Assim, a variação da porosidade nas rochas é muito grande; Schön (1996) recomenda considerar diferentes valores para a caracterização relacionada com a região, formação geológica e idade e observa uma tendência no decréscimo da porosidade na seguinte sequência.



Os processos de arranjo mecânico e orientação dos grãos, que ocorrem nos solos e em rochas sedimentares, implicam a maior perda de porosidade. A deformação mecânica e a deformação química afectam a diminuição da porosidade nas rochas.

Existem diversos métodos para a determinação da porosidade das rochas sugeridas pela Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas (ISRM, Suggested methods for determining water content, porosity, density, absorption and related properties and swelling and slake durability index properties, 1979), como por exemplo, o método da pesagem hidrostática com saturação da amostra sob vazio, utilizado neste trabalho.

2.3.2. Massa Volúmica

A massa volúmica de um material pode ser definida como a razão entre a sua massa pelo seu volume.

$$\rho = \frac{M}{V} \quad (10)$$

onde, ρ é a massa volúmica, M é a massa do material no seu estado natural e V é o volume total do material (grãos e poros). As unidades de medida no Sistema Internacional são dadas em kg/m^3 . A massa volúmica pode variar de acordo com a composição mineralógica, porosidade e fluidos que os preenchem como, por exemplo, a água.

$$\rho = \frac{M_g + M_w}{V} \quad (11)$$

onde, M_g é a massa dos grãos que varia de acordo com a composição mineralógica e M_w a massa de água intersticial.

Têm sido utilizadas diferentes nomenclaturas para descrever a massa volúmica nos ambientes da criosfera, entre as quais a massa volúmica do solo congelado e a massa volúmica do matriz do solo congelado (Yershov, 1998). A massa volúmica do solo (ρ_{fs}) congelado é igual à razão entre a massa com gelo de textura criogénica (M_{ftf}) sobre o volume do solo com estruturas intactas (V_{fti}).

$$\rho_{fs} = \frac{M_{ftf}}{V_{fti}} \quad (12)$$

A massa volúmica do esqueleto do solo congelado (ρ_{fss}) é igual à razão da massa da matriz do solo (M_{fss}) sobre o volume do solo congelado intacto, com as suas estruturas criogénicas (V_{ufs}):

$$\rho_{fss} = \frac{M_{fss}}{V_{ufs}} \quad (13)$$

Por outro lado, devido à heterogeneidade das rochas podem ser descritas diferentes massas volúmicas, como por exemplo a massa volúmica total da rocha, a massa volúmica mineral (massa volúmica dos componentes minerais de uma rocha), e a massa volúmica da matriz (massa volúmica da componente sólida de uma rocha). Apresenta-se na Tabela 3 uma das nomenclaturas utilizadas e recomendadas pela Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas (ISRM, Suggested methods for determining water content, porosity, density, absorption and related properties and swelling and slake durability index properties, 1979).

Tabela 3: Nomenclaturas utilizadas e recomendadas pela Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas (ISRM, 1979).

Constituintes da rocha		
M_s	Massa do grão, componente sólida	
V_s	Volume da matriz	
V_a	Poros preenchidos por ar. Massa e volume	
M_w	Água nos poros, massa água	
V_w	Volume água nos poros	
$V_v = V_w + V_a$	Volume de vazios	
$M = M_s + M_w$	Massa aparente	
$V = V_s + V_v$	Volume aparente	
ρ_w	Massa volúmica da água. Massa água por unidade de volume	
Algumas terminologias utilizadas		
$w = \frac{M_w}{M_s} \times 100$	(%)	Conteúdo em água
$\rho = \frac{M}{V} = \frac{M_s + M_v}{V}$	(kg/m ³)	Massa volúmica
$\rho_d = \frac{M_s}{V}$	(kg/m ³)	Massa volúmica seca
$\rho_s = \frac{M_s}{V_s}$	(kg/m ³)	Massa volúmica do grão

Existem diversos métodos para a determinação da massa volúmica das rochas sugeridas pela Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas (ISRM, Suggested methods for determining water content, porosity, density, absorption and related properties and swelling and slake durability index properties, 1979), como, por exemplo, o método de pesagem hidrostática com saturação da amostra sob vazio, utilizado neste trabalho.

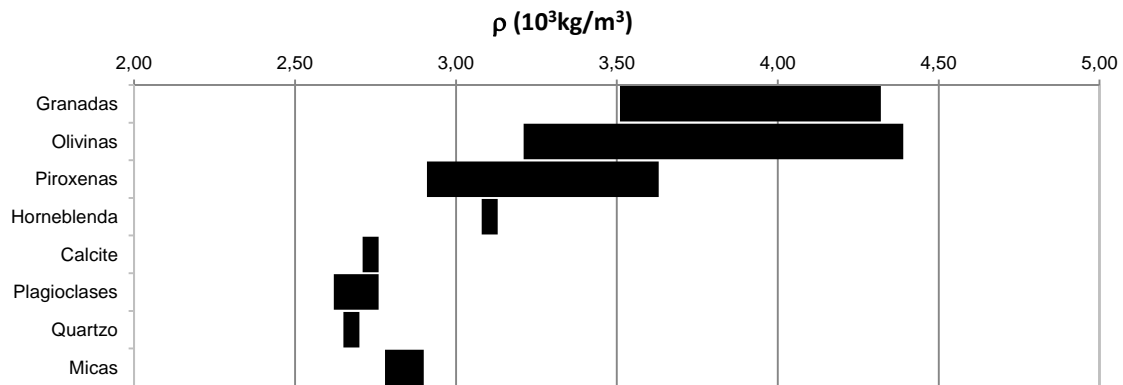


Figura 24: Variação da massa volúmica mineral de alguns grupos. Valores obtidos em Schön (1996) e Olhoeft & Johnson (1989).

Na Figura 24, mostra-se a variação da massa volúmica de alguns grupos de minerais. Em geral, a gama de variação dos minerais situa-se entre $2,2 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ e $3,5 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$; para os minerais associados a minérios, como, por exemplo, os sulfetos, situam-se entre os $4,0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ e os $8,0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$; as massas volúmicas mais altas encontram-se associadas aos materiais que contêm óxidos de ferro e pirite enquanto os valores mais baixos são típicos em rochas em que predominam a montmorilonite.

A variação da massa volúmica das rochas é consideravelmente mais alargada. Os valores da massa volúmica nas rochas apresentam um intervalo de variação maior do que se verifica nos solos. Segundo Olhoeft & Johnson (1989) os solos tendem a ser menos friáveis e a se transformar em rocha quando as massas volúmicas ultrapassam os $2 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ (Figura 25). A massa volúmica depende da pressão a que as rochas são submetidas. As rochas com minerais mais densos, apresentam maiores massas volúmicas. As rochas ígneas e metamórficas (excepto os vidros vulcânicos) apresentam maiores massas volúmicas. Em pormenor, a massa volúmica das rochas ígneas ultrabásicas (peridotito, piroxénito, dunito) é na generalidade superior às rochas ígneas plutónicas. A massa volúmica depende ainda da porosidade, fissuras e alteração das rochas. Nas rochas metamórficas, observa-se a dependência da massa volúmica em relação às rochas que lhes deram origem. Nas rochas sedimentares a massa volúmica é muito controlada pela composição da matriz, e pela porosidade, etc.

Nos solos, a massa volúmica varia na proporção inversa do teor em matéria orgânica. De acordo com Yershov, (1998) os valores típicos de massa volúmica para materiais arenosos é de $2,65 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, de $2,70 - 2,73 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ para os materiais siltes argilosos, e de $2,75 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ para as argilas.

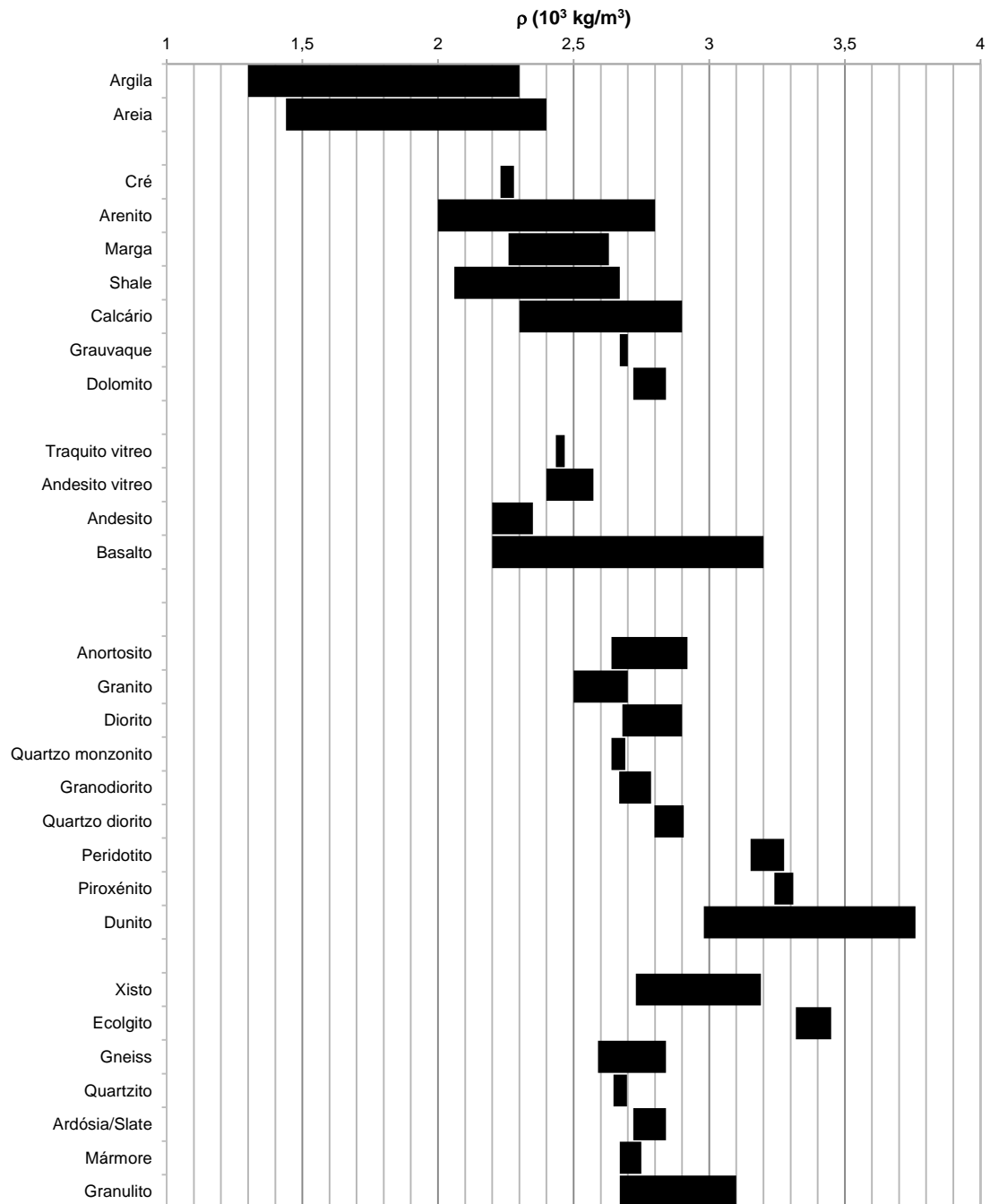


Figura 25: Variação da massa volúmica de algumas rochas. Valores obtidos em Schön (1996) e Olhoeft & Johnson (1989).

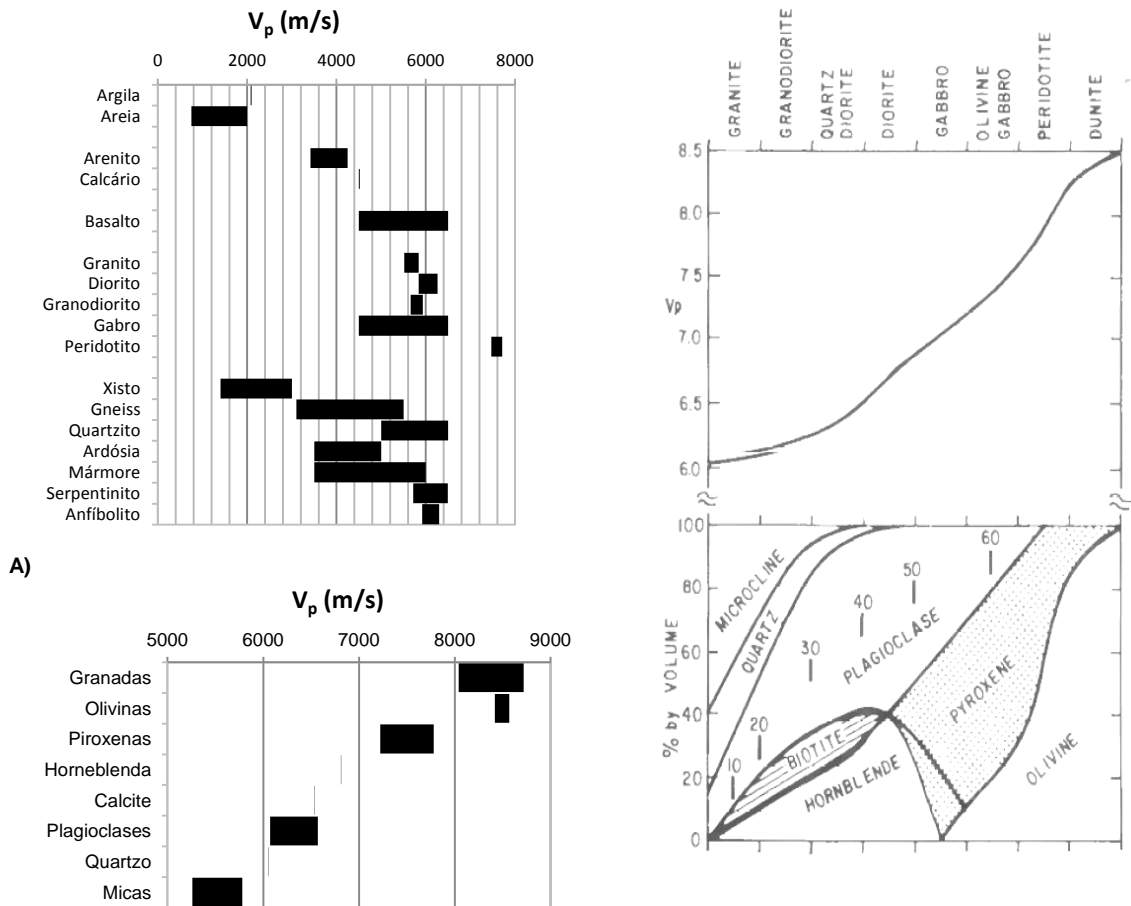
2.3.3. Velocidade de propagação de ondas P

Existem diferentes tipos de ondas sísmicas que se propagam nos materiais; ondas P, ondas S e ondas superficiais.

Num meio homogêneo, isotrópico e elástico a velocidade de propagação das ondas P pode ser dada de acordo com a seguinte equação (Mavko *et al.* 2009):

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (14)$$

onde V_p é a velocidade de propagação das ondas P, K é módulo de elasticidade volumétrico, ρ é a massa volúmica e μ o módulo de cisalhamento. Os minerais possuem valores característicos de velocidade de ondas P (Figura 26B). Na Figura 26 apresentam-se os valores da velocidade de propagação das ondas P para diferentes rochas e minerais.



B) Variação dos valores de velocidade de propagação das ondas P para algumas rochas sãs; dados obtidos em Schön (1996) e Vallejo *et al.* (2004); **B)** Variação dos valores das velocidades das ondas P para alguns minerais e grupos de minerais; dados obtidos em Christensen (1989); **C)** Valores da velocidade de propagação das ondas P (m/s) para rochas ígneas, e correlação com a variação mineral (Christensen, 1989).

Para uma mesma rocha a variação da velocidade de propagação de ondas P pode dever-se a microfracturas ou meteorização da rocha. Os valores mais baixos estão associados ao solo solto e às argilas; os valores aumentam progressivamente, grosso modo nas rochas sedimentares, ígneas e metamórficas. Para Vallejo *et al.* (2004), a velocidade de propagação das ondas P varia nas rochas sãs, grosso modo, entre 1000 m/s e 6000 m/s. Nas rochas alteradas os valores não ultrapassam os 900 m/s. Para Christensen (1989) nas rochas ígneas sãs, existe uma correlação evidente entre a fracção mineral e a velocidade (Figura 26C); nas rochas metamórficas a relação é semelhante mas complica-se devido à anisotropia que as rochas possam apresentar. A velocidade de propagação das ondas P em rochas depende da massa volúmica e da porosidade. Os fluidos presentes nos poros das rochas influenciam a velocidade de propagação das ondas P.

CAPÍTULO 3 ESTUDO PETROFÍSICO DE TESTEMUNHOS OBTIDOS EM FUROS REALIZADOS NA PENÍNSULA DE HURD

3.1. Introdução

Ao longo dos últimos anos foram efectuadas na Península de Hurd na Ilha de Livingston diversas campanhas com realização de sondagens mecânicas em rochas (Figura 7 e Figura 8):

- i. Campanha de 2007-2008 no âmbito do projecto Permadrill, durante a qual se realizou, os furos Permamodel-Gulbenkian 1 (PG1) e Permamodel-Gulbenkian 2 (PG2), respectivamente com 26 metros e 15,5 metros de profundidade;
- ii. Campanha de 2007-2008 no âmbito do projecto Shallow drill, com perfuração das sondagens CALM e Papagal, em Punta Hespérides, respectivamente com 6,1 metros e 5 metros de profundidade;
- iii. Campanha de 2008-2009, no âmbito do Projecto PERMANTAR onde foi efectuada a sondagem EMETEO, com profundidade máxima de 8,4 metros, junto à base Antártica Búlgara.

Todas estas sondagens foram efectuadas com carotagem contínua e recuperação de testemunhos, com o objectivo de estudar propriedades físicas e termofísicas de rochas.

3.2. Medições efectuadas em laboratório

Para se proceder ao cálculo do fluxo de calor regional será necessário a medição de gradientes de temperatura em sondagens e a determinação dos valores da condutividade térmica dos testemunhos recolhidos. De igual modo, para o estudo dos processos térmicos que ocorrem nas formações geológicas intersectadas pelas sondagens (CALM, Papagal, EMETEO, PG1 e PG2) são necessários os valores experimentais das propriedades termofísicas e de outras propriedades físicas que influenciam a condutividade térmica. A condutividade térmica depende de diversos factores, incluindo, a porosidade, massa volúmica, grau de fracturação, composição mineral, estrutura da rocha e tipo de fluído presente nos poros das rochas.

O número de amostras que deverá ser submetido às leituras varia de acordo com o tipo de rocha. No entanto, embora a rocha pareça uniforme, poderá apresentar variações nos valores

de condutividade térmica de acordo com os factores já mencionados. Para que os dados experimentais possam reflectir as propriedades da formação é necessário uma planificação cuidada dos trabalhos. A partir dos testemunhos seleccionados das campanhas anteriores (sítios CALM, Papagal, EMETEO, PG1 e PG2) foram efectuados trabalhos em laboratório para determinar os valores das diferentes propriedades termofísicas (condutividade térmica e difusividade térmica) e propriedades físicas (porosidade, massa volúmica e velocidade de propagação das ondas P). Para o estudo petrográfico foram efectuadas lâminas delgadas.

No âmbito deste trabalho, os testemunhos recolhidos nas sondagens realizadas foram limpos e colocados ordenadamente em diversas caixas, construídas para o efeito, com o propósito de poderem ser consultadas por investigadores e pelo público em geral. Todos os testemunhos foram marcados, utilizando critérios como o número da caixa e referência de ordenação. Para as determinações das propriedades termofísicas foram seleccionados os testemunhos, por intervalos regulares de profundidade e para a determinação da porosidade as amostras adjacentes. Os testemunhos menos alterados e mais próximos daqueles submetidos às determinações termofísicas foram utilizados para a elaboração de lâminas delgadas no laboratório de Geociências da Universidade de Évora. Três a quatro testemunhos, por sondagem foram submetidos às determinações das velocidades de propagação das ondas P. Apresenta-se um esquema com a planificação dos trabalhos, para os testemunhos dos sítios CALM, Papagal e EMETEO, nas Figuras 27, 28 e 29 e nas Tabelas 4, 5 e 6.

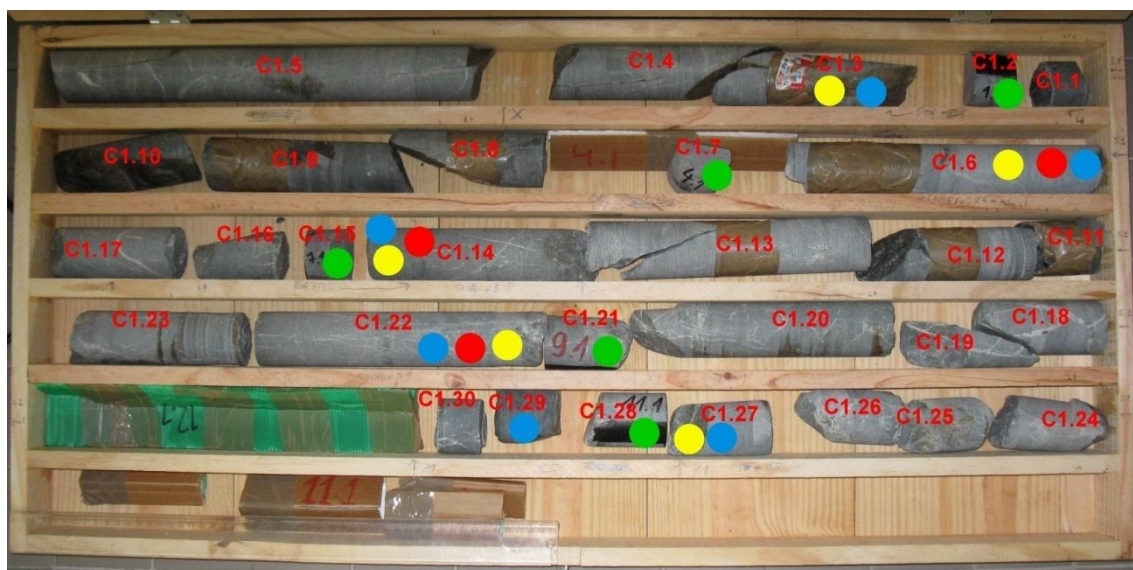


Figura 27: Imagens dos testemunhos do sítio CALM armazenados na caixa 1, com as respectivas referências e chave de cores associada às determinações efectuadas (verde - propriedades termofísicas; amarelo – porosidade e massa volúmica; vermelho – velocidade de propagação das ondas P; azul – lâminas delgadas).

Tabela 4: Planificação das determinações das propriedades físicas e realização de lâminas delgadas do sítio CALM.

Ref.	Prof (m)	Lâminas delgadas	Propriedades Termofísicas	Porosidade Massa Volúmica	Velocidade de propagação das Ondas P
C1-02	0,1		+		
C1-03	0,2	+		+	
C1-06	1,0	+		+	+
C1-07	1,3		+		
C1-14	2,5	+		+	+
C1-15	2,7		+		
C1-21	3,5		+		
C1-22	3,6	+		+	+
C1-25	4,1				
C1-26	4,2			+	
C1-27	4,3	+			+
C1-28	4,4		+		
C1-29	4,5	+			

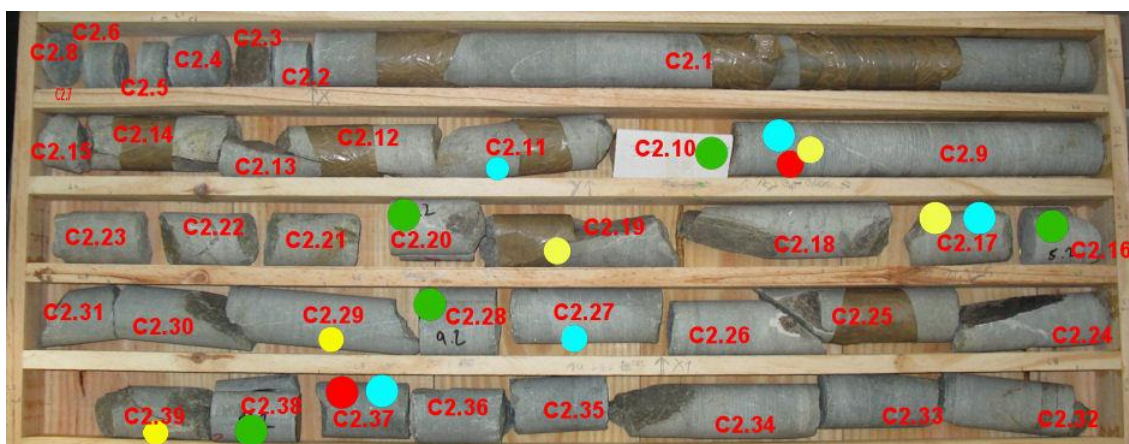


Figura 28: Imagens dos testemunhos do sítio Papagal armazenados na caixa 2, com as respectivas referências e chave de cores associada às determinações efectuadas (verde - propriedades termofísicas; amarelo – porosidade e massa volúmica; vermelho – velocidade de propagação das ondas P; azul – lâminas delgadas).

Tabela 5: Planificação das determinações das propriedades físicas e realização de lâminas delgadas do sítio Papagal.

Ref.	Prof (m)	Lâminas delgadas	Propriedades Termofísicas	Porosidade Massa Volúmica	Velocidade de propagação das Ondas P
C2-09	1,0	+		+	+
C2-10	1,5		+		
C2-11	1,7	+			
C2-16	2,3		+		
C2-17	2,4	+		+	
C2-20	3,1		+	+	
C2-26	3,3				
C2-27	4,1	+			+
C2-28	4,2		+		
C2-29	4,3			+	
C2-37	5,5	+			+
C2-38	5,7		+		
C2-39	5,8			+	



Figura 29: Imagens dos testemunhos do sítio EMETEO, A) armazenados na caixa 3 e B) armazenados na caixa 4, com as respectivas referências e chave de cores associada às determinações efectuadas (verde - propriedades termofísicas; amarelo – porosidade e massa volúmica; vermelho – velocidade de propagação das ondas P; azul – lâminas delgadas).

Tabela 6: Planificação das determinações das propriedades físicas e realização de lâminas delgadas do sítio EMETEO.

Ref.	Prof (m)	Lâminas delgadas	Propriedades Termofísicas	Porosidade Massa Volúmica	Velocidade de propagação das Ondas P
C3-01	0,0				+
C3-02	0,2		+	+	
C3-08	1,2				+
C3-09	1,3				
C3-16	2,0				+
C3-38	4,7		+	+	
C3-41	5,3	+	+	+	+
C4-02	6,3				
C4-03	6,4			+	
C4-04	6,4				
C4-05	6,5				
C4-09	7,3		+		
C4-10	7,4			+	+
C4-13	7,8	+			

O esquema do plano de trabalhos para os sítios PG1 e PG2 apresentam-se, respectivamente, nas Figuras 30 e 31, e nas Tabelas 7 e 8.

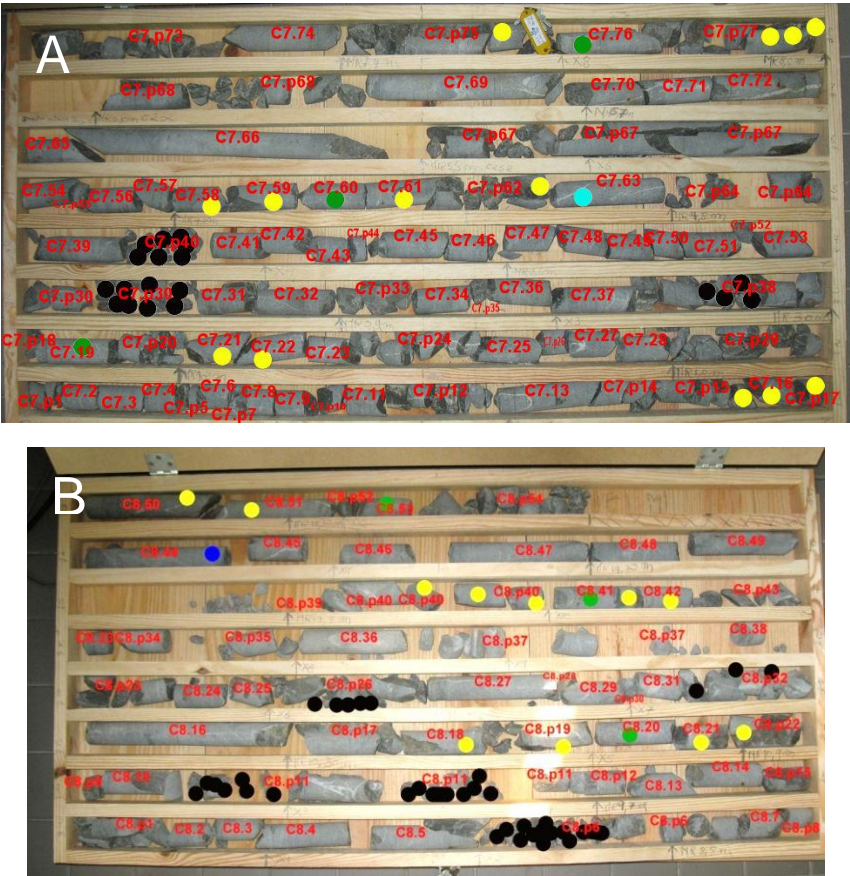


Figura 31: Imagens dos testemunhos do sítio PG2, A) armazenados na caixa 7 e B) armazenados na caixa 8, com as respectivas referências e chave de cores associada às determinações efectuadas (verde - propriedades termofísicas; amarelo – porosidade e massa volúmica; vermelho – velocidade de propagação das ondas P; azul – lâminas delgadas; preto - produção de calor).

Tabela 8: Planificação das determinações das propriedades físicas e realização de lâminas delgadas do sítio PG2.

Ref.	Prof (m)	Lâminas delgadas	Propriedades Termofísicas	Porosidade Massa Volúmica	Produção de calor
C7-15	0,8				
C7-16	0,8				
C7-17	0,9				
C7-20	1,1		+	+	
C7-21	1,2				
C7-22	1,3				
C7-58	4,2				
C7-59	4,3				
C7-60	4,3		+	+	
C7-61	4,4				
C7-62	4,5				
C7-63	4,8	+			
C7-75	7,4				+
C7-77	7,6		+	+	
C8-19	10,6				
C8-21	10,8		+	+	
C8-22	10,9				
C8-40	13,3			+	
C8-42	13,7		+		
C8-44	14,0	+			
C8-50	15,0				
C8-51	15,3			+	
C8-52	15,3				
C8-54	15,4		+		

3.2.1. Condutividade térmica, difusividade térmica

3.2.1.1. Leituras efectuadas com o equipamento Isomet 2104

O aparelho Isomet 2104 (Applied Precision) é um equipamento portátil que efectua leituras directas de propriedades termofísicas (condutividade térmica, difusividade térmica e capacidade térmica volumétrica), em diversos materiais. Encontra-se equipado com diversos tipos de sondas, com diversas gamas de leitura, (Tabela 9). Todas as determinações foram efectuadas com a sonda N.º 7 – sonda superficial API 210413. As sondas de agulha são adequadas para o uso em materiais porosos, fibrosos e pouco coesos e as sondas superficiais cilíndricas para o uso em materiais rígidos. O equipamento leva cerca de 10 minutos para efectuar cada determinação e permite a recalibração das sondas, usando materiais referência. As medições são armazenadas na memória e podem ser transferidas para um computador através de uma interface de série RS 232.

Tabela 9: Especificações de leitura das sondas do equipamento Isomet 2104

N.º		Condutividade térmica	Capacidade térmica Volumétrica	Temperatura
1	Sonda agulha API 210422	0,015-0,20 W/m.K	$4,0 \times 10^4 - 1,5 \times 10^6 \text{ J/m}^3\text{K}^1$	-20°C - +70°C
2	Sonda agulha API 210402	0,035-0,20 W/m.K	$4,0 \times 10^4 - 1,5 \times 10^6 \text{ J/m}^3\text{K}^1$	-20°C - +70°C
3	Sonda agulha API 210403	0,20-1,0 W/m.K	$1,5 \times 10^5 - 4,0 \times 10^6 \text{ J/m}^3\text{K}^1$	-20°C - +70°C
4	Sonda agulha API 210404	1,0-2,0 W/m.K	$1,5 \times 10^5 - 4,0 \times 10^6 \text{ J/m}^3\text{K}^1$	-20°C - +70°C
5	Sonda superficial API 210411	0,04-0,30 W/m.K	$4,0 \times 10^4 - 1,5 \times 10^6 \text{ J/m}^3\text{K}^1$	-15°C - +50°C
6	Sonda superficial API 210412	0,30-2,0 W/m.K	$1,5 \times 10^5 - 4,0 \times 10^6 \text{ J/m}^3\text{K}^1$	-15°C - +50°C
7	Sonda superficial API 210413	2,0-6,0 W/m.K	$1,5 \times 10^5 - 4,0 \times 10^6 \text{ J/m}^3\text{K}^1$	-15°C - +50°C

As sondas superficiais cilíndricas devem ser utilizadas em provetes com mais de 60 mm de diâmetro. Como os testemunhos recolhidos nas sondagens CALM, Papagal e EMETEO possuem cerca de 50 mm de diâmetro, às leituras efectuadas deverá ser associado um ligeiro erro recorrente desta condição. Para os testemunhos, recolhidos nas sondagens Gulbenkian Permamodel, com 30 mm de diâmetro foi utilizado outro tipo de equipamento (ver parágrafo 3.2.1.2).

Na determinação das propriedades termofísicas o equipamento baseia-se no método transiente. O método consiste na indução de um fluxo de calor num material ou rocha, em contacto térmico com a sonda, por excitação de uma resistência com potência conhecida,

inserida no interior da sonda, equipada com um termistor (Figura 32). A temperatura da sonda, em contacto com o material vai sendo registada progressivamente, em função do tempo decorrido, a partir do momento em que o fluxo de calor começa a ser gerado. Posteriormente a fonte de calor é desactivada e a temperatura de arrefecimento da sonda, em contacto térmico com o material, vai sendo igualmente registada. A análise da variação da curva da temperatura, em ordem ao tempo, permite ao aparelho determinar os valores da condutividade térmica, da difusividade térmica e da capacidade térmica do material rochoso.



Figura 32: Esquema da condução do calor entre a sonda e o testemunho.

Os testemunhos das sondagens CALM e Papagal, foram previamente cortadas ao longo do eixo longitudinal e as superfícies foram previamente polidas (Figura 33), antes da determinação das propriedades termofísicas, com pó e água destilada sobre uma placa de vidro, com o objectivo de aumentar a superfície de contacto entre a sonda e o testemunho. Não se utilizou massa consistente ou substâncias gordurosas, para otimizar a superfície de contacto porque estas substâncias podem influenciar os valores das propriedades termofísicas das rochas.

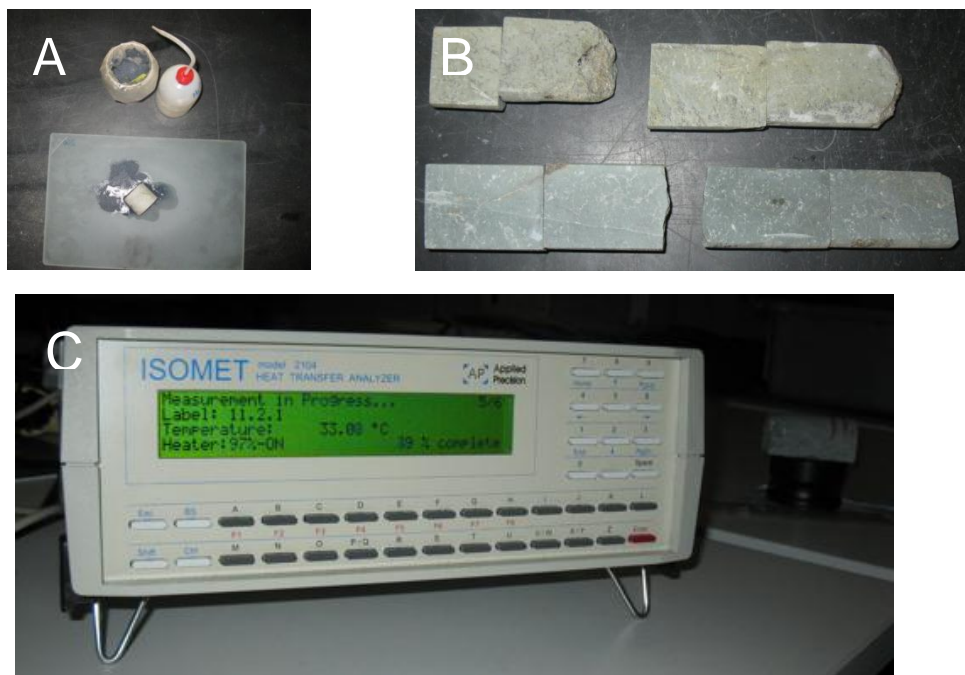


Figura 33: A) Preparação dos testemunhos para determinação laboratorial das propriedades termofísicas; B) Aspecto das superfícies, C) Aparelho Isomet 2104.

Os testemunhos foram colocados na estufa durante 24 horas, (105°C) para remover a humidade, e repousaram no excicador, pelo menos 30 minutos, antes das determinações das propriedades termofísicas. Estas propriedades foram determinadas ao longo do eixo longitudinal, nos testemunhos provenientes das sondagens CALM, Papagal e EMETEO. Os testemunhos da sondagem EMETEO foram cortados nos topos e polidos com pó e água

destilada. As determinações das propriedades termofísicas foram efectuadas nos topos, (Figura 34B).

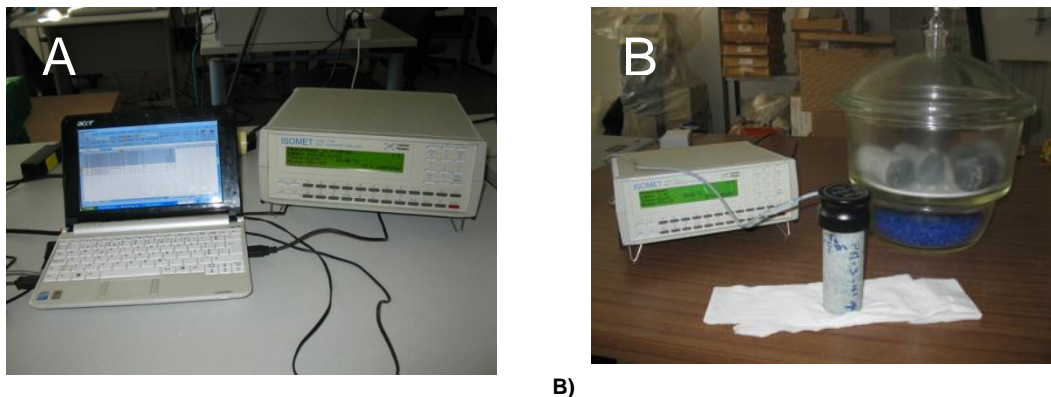


Figura 34: A) Equipamento Isomet 2104, a efectuar leituras de condutividade térmica, difusividade térmica e capacidade volumétrica de calor; B) Sonda superficial cilíndrica em funcionamento em testemunho da sondagem do EMETO.

Os trabalhos laboratoriais realizados incluíram vários ensaios (coluna n da Tabela 10) para a condutividade térmica, difusividade térmica e capacidade térmica volumétrica dos testemunhos rochosos recolhidos nas sondagens CALM, Papagal e EMETEO (Tabela 10).

Tabela 10: Valores de propriedades termofísicas das rochas do sítio CALM, Papagal e EMETO, K - condutividade térmica, α - difusividade térmica, CTV - Capacidade térmica mássica volumétrica, Ref - Referência, Prof. - profundidade, n° - número de ensaios.

	Ref.	Prof.	Total	K (W/m.K)		α (x 10 ⁻⁶ m²/s)		CTV (J/m³.K)	
		(m)	(m)	n	média	nº	média	nº	média
CALM	C1-02	0,1	5,1	6	3,25±0,16	6	1,49±0,09	6	2,18±0,02
	C1-07	1,3	5,1	6	3,12±0,07	6	1,45±0,04	6	2,15±0,01
	C1-15	2,7	5,1	6	3,42±0,10	6	1,67±0,06	6	2,05±0,01
	C1-28	4,4	5,1	6	3,43±0,03	6	1,54±0,02	6	2,23±0,02
Média e desvio padrão				24	3,30±0,15	24	1,54±0,10	6	2,15±0,08
Papagal	C2-16	2,3	6	6	3,62±0,05	6	1,79±0,02	6	2,02±0,02
	C2-20	3,1	6	12	3,02±0,16	12	1,52±0,07	12	1,99±0,02
	C2-28	4,2	6	12	3,33±0,05	12	1,63±0,02	12	2,04±0,02
	C2-38	5,7	6	18	2,94±0,26	18	1,53±0,10	18	1,92±0,2
Média e desvio padrão				48	3,22±0,31	48	1,62±0,13	48	1,99±0,05
EMETEO	C3-02	0,2	8,4	12	2,81±0,04	12	1,31±0,03	12	2,15±0,03
	C3-38	4,7	8,4	12	3,54±0,08	12	1,59±0,03	12	2,22±0,07
	C3-41	5,3	8,4	20	2,92±0,3	20	1,55±0,05	20	1,88±0,24
	C4-09	7,3	8,4	12	3,54±0,27	12	1,68±0,03	12	2,11±0,14
Média e desvio padrão				56	3,16±0,40	56	1,53±0,16	14	2,09±0,15

3.2.1.2. Leituras efectuadas com o equipamento TCS Lippmann & Rauen GbR

As determinações efectuadas no equipamento TCS Lippmann & Rauen GbR baseiam-se também no método transiente utilizando técnicas laser (Figura 35).



Figura 35: Equipamento TCS Lippmann & Rauen GbR.

As determinações da condutividade térmica foram efectuadas segundo três direcções do espaço para os testemunhos dos sítios CALM e Papagal, (Figura 36), em amostras secas (Figura 37).

Não foram efectuadas determinações segundo as três dimensões do espaço para os testemunhos das sondagens PG1 e PG2. Os valores obtidos estão apresentados na Tabela 11.

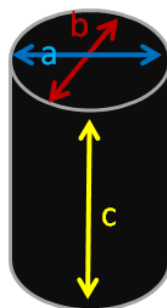


Figura 36: Representação esquemática das três direcções de determinação da condutividade térmica e da difusividade térmica (Amaral et al., 2010).



Figura 37: Fotografias de alguns dos testemunhos utilizados para determinar a condutividade térmica e a difusividade térmica (Amaral et al., 2010).

Tabela 11: Valores da condutividade térmica e difusividade térmica dos testemunhos nas sondagens CALM e Papagal, obtidos recorrendo ao equipamento laser TCS Lippmann & Rauhen GbR. K - condutividade térmica, α - difusividade térmica, CTa - condutividade térmica determinada no eixo a, CTb - condutividade térmica determinada no eixo b, CTc - condutividade térmica determinada no eixo c, DTa - difusividade térmica determinada no eixo a, DTb - difusividade térmica no eixo b, DTc - difusividade térmica no eixo c, Ref - Referência, Prof. - profundidade.

Ref.	Prof. Total		K (W/m.K)					α ($\times 10^{-6}$ m ² /s)				
	(m)	(m)	CTa	CTb	CTc	média		DTa	DTb	DTc	média	
CALM	C1-02	0,1	5,1	3,07	3,25	3,19	3,17 \pm 0,09	1,54	1,57	1,62	1,58 \pm 0,04	
	C1-07	1,3	5,1	2,78	2,88	3,09	2,92 \pm 0,16	1,49	1,51	1,55	1,52 \pm 0,03	
	C1-15	2,7	5,1	3,12	3,15	3,12	3,13 \pm 0,02	1,58	1,56	1,67	1,60 \pm 0,06	
	C1-21	3,5	5,1	3,14	3,11	3,16	3,14 \pm 0,03	1,57	1,55	1,6	1,57 \pm 0,03	
	C1-28	4,4	5,1	3,33	3,37	3,36	3,35 \pm 0,02	1,61	1,61	1,63	1,62 \pm 0,01	
	Média e desvio padrão		3,09	3,15	3,18	3,14 \pm 0,15		1,56	1,56	1,61	1,58 \pm 0,04	
Papagal	C2-10	1,5	6	3,23	3,17	3,05	3,15 \pm 0,09	1,53	1,59	1,4	1,51 \pm 0,10	
	C2-16	2,3	6	3,57	3,4	3,35	3,44 \pm 0,12	1,62	1,64	1,54	1,60 \pm 0,05	
	C2-20	3,1	6	3,00	2,98	2,95	2,98 \pm 0,03	1,50	1,54	1,34	1,46 \pm 0,11	
	C2-28	4,2	6	3,14	3,07	3,24	3,15 \pm 0,09	1,50	1,53	1,53	1,52 \pm 0,02	
	C2-38	5,7	6	3,16	3,12	3,17	3,15 \pm 0,03	1,52	1,58	1,4	1,50 \pm 0,09	
	Média e desvio padrão		3,22	3,15	3,15	3,17 \pm 0,17		1,53	1,58	1,44	1,52 \pm 0,05	
PG-1	C5-11	4,3	26	-	-	-	2,66	-	-	-	1,09	
	C5-22	5,7	26	-	-	-	2,56	-	-	-	1,07	
	C5-51	9,6	26	-	-	-	2,56	-	-	-	1,07	
	C6-13	15,0	26	-	-	-	2,64	-	-	-	1,10	
	C6-25	20,3	26	-	-	-	2,70	-	-	-	1,21	
	C6-49	24,2	26	-	-	-	2,68	-	-	-	1,22	
	C6-61	25,8	26	-	-	-	3,28	-	-	-	1,58	
	Média e desvio padrão					2,73 \pm 0,25					1,19 \pm 0,18	
PG2	C7-20	1,0	15,5	-	-	-	3,28	-	-	-	1,64	
	C7-60	4,3	15,5	-	-	-	3,02	-	-	-	1,42	
	C7-77	7,6	15,5	-	-	-	3,13	-	-	-	1,48	
	C8-21	10,7	15,5	-	-	-	3,32	-	-	-	1,60	
	C8-42	13,7	15,5	-	-	-	3,25	-	-	-	1,58	
	C8-54	15,4	15,5	-	-	-	3,22	-	-	-	1,49	
	Média e desvio padrão					3,20 \pm 0,11					1,54 \pm 0,08	

3.2.1.3. Comparação dos valores das propriedades termofísicas determinadas com o equipamento Isomet 2104 e TCS Lippmann & Rauen GbR

Apenas nos testemunhos dos sítios CALM e Papagal existem valores de condutividade térmica e difusividade térmica determinados pelos equipamentos Isomet 2104 e TCS Lippmann & Raunen GbR. Ou seja, apenas estes testemunhos possuem valores determinados em ambos os equipamentos que permitem a sua comparação.

Os valores médios obtidos, da condutividade térmica das rochas do sítio CALM recorrendo ao equipamento TCS Lippmann & Rauen GbR (Figura 38A) são de $3,14 \pm 0,15$ W/m.K e de $3,30 \pm 0,15$ W/m.K pelo equipamento Isomet 2104. De um modo geral, os valores de condutividade térmica obtidos no equipamento Isomet 2104 são ligeiramente superiores aos valores obtidos pelo equipamento TCS Lippmann & Rauen GbR. Os valores de difusividade térmica médios, obtidos recorrendo ao equipamento TCS Lippmann & Rauen GbR (Figura 38B) são de $1,58 \pm 0,04 \times 10^{-6}$ m²/s e no equipamento Isomet 2104 de $1,54 \pm 0,10 \times 10^{-6}$ m²/s, em 24 leituras efectuadas. Na generalidade, os valores obtidos de difusividade térmica a partir do equipamento Isomet apresentam-se mais baixos do que os determinados recorrendo ao equipamento TCS. As diferenças nas determinações da condutividade térmica e difusividade térmica devem-se não só à diferença no equipamento utilizado mas também ao desvio associado às leituras efectuadas com os testemunhos com diâmetro inferiores a 60 mm, dimensões não recomendados para as determinações efectuadas no equipamento Isomet 2104. No equipamento TCS, o valor mínimo médio determinado de condutividade térmica foi de $2,92 \pm 0,16$ W/m.K, para as rochas a 1,3 metros de profundidade e o máximo $3,35 \pm 0,02$ W/m.K, para as rochas a 4,4 metros de profundidade. Os valores da difusividade térmica média são cerca de $1,58 \pm 0,04 \times 10^{-6}$ m²/s; o valor mínimo de $1,52 \times 10^{-6}$ m²/s foi determinado em rochas recolhidas a 1,3 metros de profundidade e o valor máximo de $1,62 \times 10^{-6}$ m²/s, em rochas a 4,4 metros de profundidade.

Para as rochas do sítio Papagal, os valores da condutividade térmica, (Figura 38C), determinados, pelo equipamento TCS Lippmann & Rauen GbR, indicam valores médios de $3,17 \pm 0,17$ W/m.K e efectuados no equipamento Isomet 2104 valores médios de $3,22 \pm 0,31$ W/m.K, para 48 leituras. Os valores, de um modo geral, são superiores nas leituras efectuadas com o equipamento Isomet 2104; o desvio padrão entre as leituras efectuadas nos equipamentos é de 0,04 W/m.K. As determinações de difusividade térmica, (Figura 38D), efectuadas no equipamento TCS mostram valores médios de $1,52 \pm 0,05 \times 10^{-6}$ m²/s e para as 48 determinações efectuadas no equipamento Isomet 2104 valores médios de $1,62 \pm 0,13 \times 10^{-6}$ m²/s.

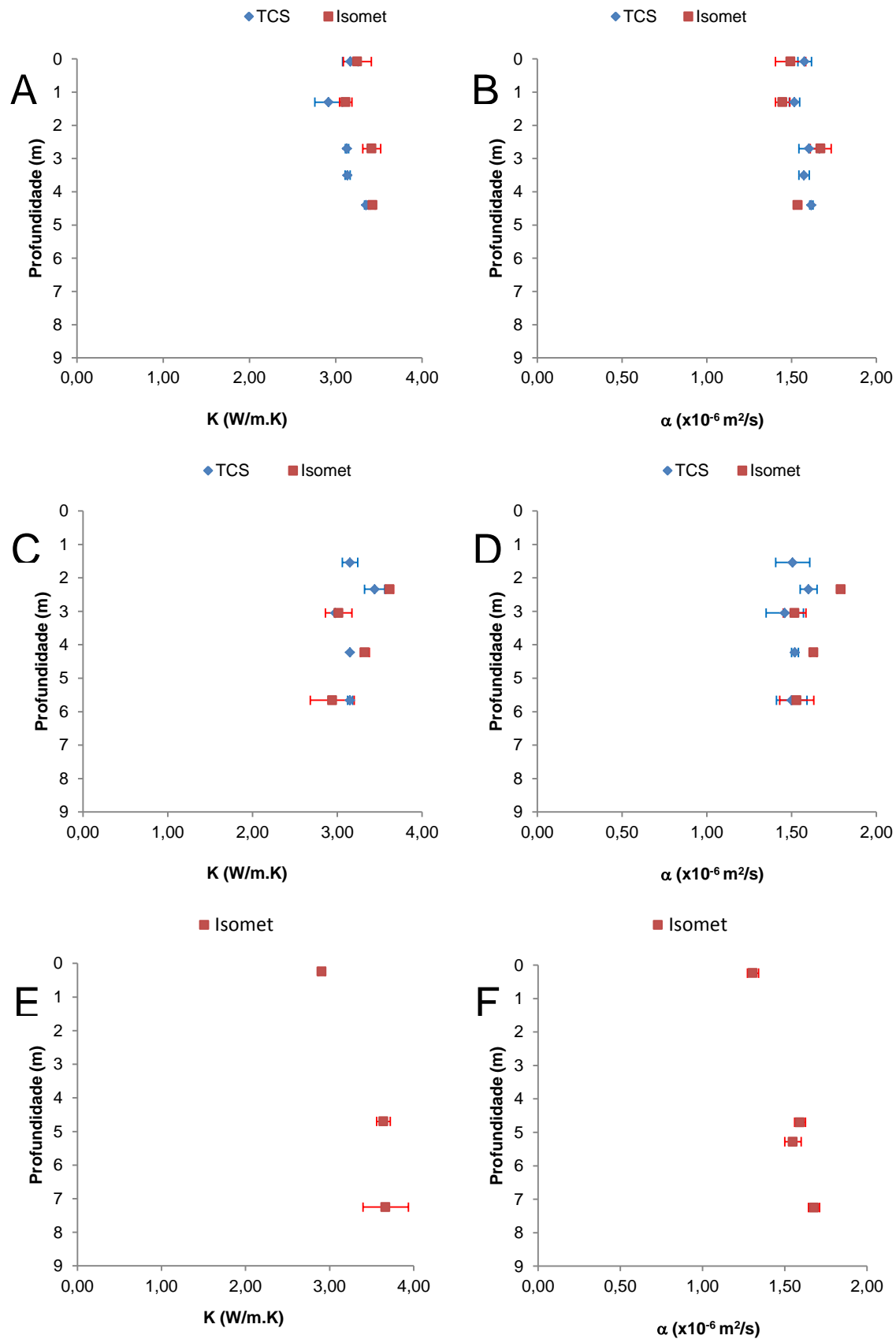


Figura 38: Comparação de valores determinados pelo equipamento TCS e ISOMET 2104, com indicação do desvio padrão (linhas a vermelho e azul). Valores para o sítio CALM da (A) condutividade térmica e da (B) difusividade térmica. Valores para o sítio Papagal da (C) condutividade térmica e da (D) difusividade térmica. Valores para o sítio EMETEO da (E) condutividade térmica e da (F) difusividade térmica.

Os resultados gerais obtidos no equipamento Isomet 2104 são na generalidade superiores.

O equipamento TCS Lippmann & Rauhen GbR possui as especificações necessárias para realizar as determinações em testemunhos de 50 mm de diâmetro (CALM, Papagal e EMETEO) e em testemunhos com 30 mm de diâmetro (PG-1 e PG-2). Desta forma, quando existam valores determinados por ambos os equipamentos, em testemunhos do mesmo furo, optou-se por utilizar os valores efectuados pelo equipamento TCS.

3.2.2. Porosidade e massa volúmica

Para a determinação da porosidade aparente, (aberta ou acessível à água) e da massa volúmica aplicou-se o método recomendado pela Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas (ISRM, 1979), que consiste na aplicação da técnica da pesagem hidrostática de uma amostra saturada no vazio.

Os testemunhos seleccionados foram inicialmente cortados, no laboratório numa prensa com um macaco hidráulico, em cerca de 10 porções, cada uma com massas compreendidas entre os 50 e os 100 gramas.

As amostras foram molhadas em água para remover o pó, saturadas em água destilada e submetidas a vácuo de, pelo menos 800 Pa, num excicador, durante 24 horas. As amostras foram transferidas, debaixo de água, para um cesto, onde foi registada a sua massa submersa, (M_{sub}). Foram posteriormente recolhidas do cesto e removida a água superficial com um pano molhado, com o objectivo de determinar a massa saturada (M_{sat}). Foram depois colocadas na estufa, a 105°C, durante 24 horas para se obter a massa seca (M_s). O volume (V) da amostra foi calculado utilizando a seguinte relação:

$$V = \frac{M_{sat} - M_{sub}}{\rho_w} \quad (15)$$

Onde ρ_w é a massa volúmica da água. O volume nos poros, (V_v) foi calculado recorrendo à equação (16)

$$V_v = \frac{M_{sat} - M_s}{\rho_w} \quad (16)$$

A porosidade, (Φ) foi determinada de acordo com a equação

$$\Phi = \frac{100 \cdot V_v}{V} \% \quad (17)$$

A massa volúmica seca (ρ_d) da rocha foi obtida recorrendo à equação

$$\rho_d = \frac{M_s}{V} \quad (18)$$

Os resultados finais da porosidade aberta e de massa volúmica obtidos pelo método da pesagem hidrostática, com saturação da amostra sob vácuo, de acordo com a norma sugerida pela Sociedade Internacional de Mecânica de Rochas (ISRM, Suggested methods for determining water content, porosity, density, absorption and related properties and swelling and slake durability index properties, 1979) são apresentados na Tabela 12 e Tabela 13.



Figura 39: Etapas para a determinação da porosidade e massa volúmica seca e saturada em todos os testemunhos.

De acordo com o método utilizado, da pesagem hidrostática, o volume de vazios saturado com água é limitado pela superfície externa da amostra. Ou seja, corresponde apenas ao volume

dos interstícios abertos ou acessíveis à água. Em rigor, os valores da porosidade e da massa volúmica determinados são aparentes.

Tabela 12: Valores da porosidade aberta (n) e massa volúmica seca (ρ) das rochas de todas as sondagens CALM, Papagal e EMETEO. Ref.- referência, Prof.- profundidade, n° - número de ensaios realizados.

	Ref.	Prof. (m)	Total (m)	n°	n (%)	n°	ρ (kg/m ³)
CALM	C1-3	0,2	5,1	1	1,5	1	2616
	C1-06	1	5,1	1	1,3	1	2661
	C1-14	2,5	5,1	2	0,6±0,0	2	2658±12
	C1-22	3,6	5,1	1	1,0	1	2647
	C1-25	4,1	5,1	1	1,4	1	2652
	C1-26	4,2	5,1				
	Média e desvio padrão			6	1,2±0,4	6	2647±18
Papagal	C2-09	1	6	1	1,8	1	2712
	C2-17	2,4	6	1	2,5	1	2622
	C2-20	3,1	6	1	2,0	1	2640
	C2-29	4,3	6	1	1,7	1	2670
	C2-39	5,8	6	1	1,5	1	2657
	Média e desvio padrão			5	1,9±0,4	5	2660±34
EMETEO	C3-02	0,2	8,4	1	1,1	1	2593
	C3-09	1,3	8,4	1	1,2	1	2632
	C3-38	4,7	8,4	1	1,1	1	2630
	C3-41	5,3	8,4	1	1,0	1	2623
	C4-02	6,3	8,4	1	1,1	1	2652
	C4-03	6,4	8,4				
	C4-04	6,4	8,4				
	C4-05	6,5	8,4	2	1,2±0,0	2	2652±31
	C4-09	7,3	8,4				
	C4-10	7,4	8,4				
	Média e desvio padrão			7	1,1±0,1	7	2630±22

Tabela 13: Valores da porosidade aberta (n) e massa volúmica seca (ρ) das rochas de todas as sondagens PG1 e PG2. Ref. - referência, Prof. - profundidade, n° - número de ensaios realizados.

	Ref.	Prof. (m)	Total (m)	n°	n (%)	n°	ρ (kg/m ³)
PG1	C5-08	4	26				
	C5-09	4,1	26	1	2,3	1	2700
	C5-10	4,1	26				
	C5-18	5,3	26				
	C5-19	5,4	26	1	2,1	1	2704
	C5-20	5,6	26				
	C5-21	5,8	26				
	C5-47	9,3	26				
	C5-48	9,3	26	1	1,5	1	2715
	C5-50	9,5	26				
	C5-51	9,6	26				
	C6-14	15,5	26	1	1,9	1	2700
	C6-15	15,8	26				
	C6-23	20	26	1	1,8	1	2715
	C6-46	24	26	1	2,7	1	2704
	C6-47	24,1	26				
	C6-56	25,4	26	1	2,0	1	2642
	C6-61	25,9	26				
	Média e desvio padrão			7	2,0±0,4	7	2697±25
PG2	C7-15	0,8	16				
	C7-16	0,8	16				
	C7-17	0,9	16	1	1,3	1	2666
	C7-20	1,1	16				
	C7-21	1,2	16				
	C7-22	1,3	16				
	C7-58	4,2	16				
	C7-59	4,3	16				
	C7-60	4,3	16	1	1,1	1	2662
	C7-61	4,4	16				
	C7-62	4,5	16				
	C7-75	7,4	16	1	1,8	1	2640
	C7-77	7,6	16				
	C8-19	10,6	16				
	C8-21	10,8	16	1	1,1	1	2666
	C8-22	10,9	16				
	C8-40	13,3	16	1	1,5	1	2666
	C8-42	13,7	16				
	C8-50	15	16				
	C8-51	15,3	16	1	1,3	1	2652
	C8-52	15,3	16				
	Média e desvio padrão			6	1,4±0,3	6	2659±11

3.2.3. Velocidade de propagação das ondas P

Foi utilizado o método sugerido pela sociedade internacional de mecânica das rochas para a determinação da velocidade de propagação das ondas P (ISRM, 1978). O equipamento utilizado foi um PUNDIT 6, da CNS Electronics que se encontra equipado com dois transdutores de 54 kHz, fios de ligação e uma barra de calibração (Figura 40 e Figura 41).

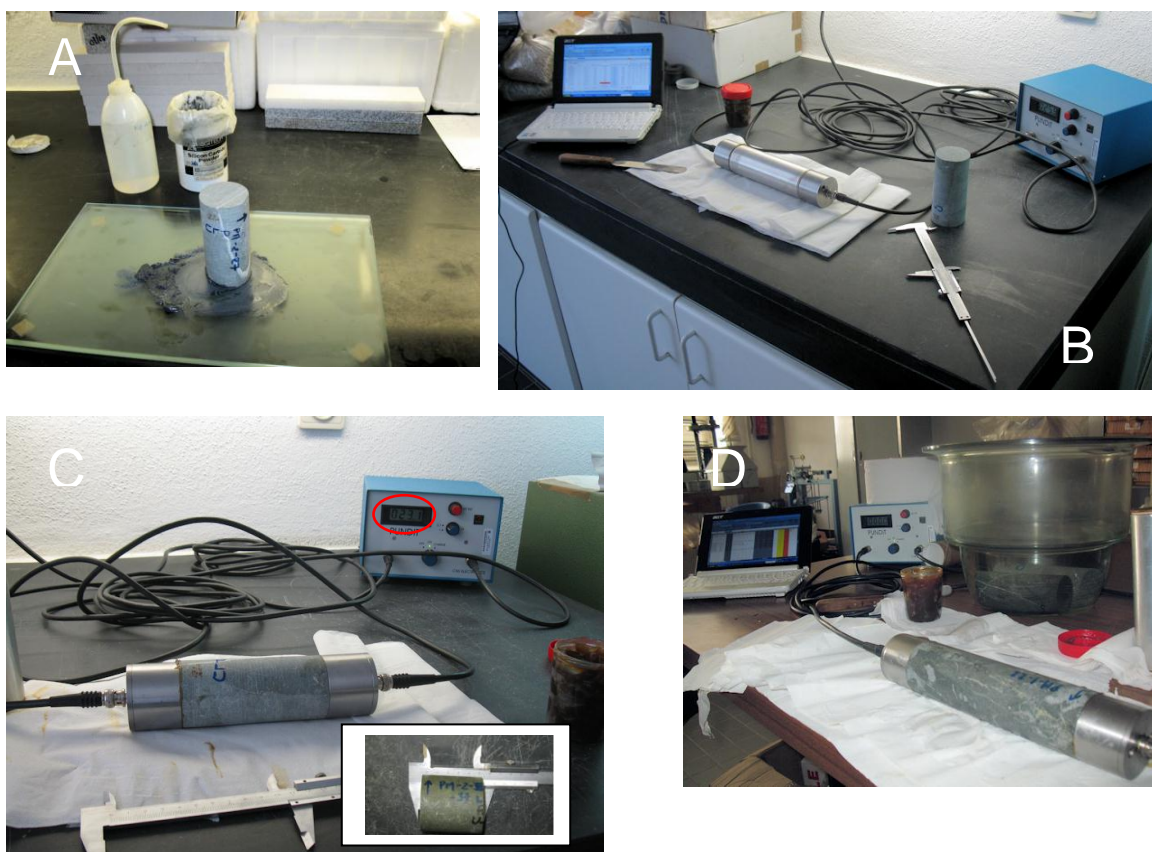


Figura 40: Processo na determinação da velocidade de propagação das ondas P. A) Polimento dos testemunhos; B) Calibração prévia do equipamento PUNDIT; C) Leitura em testemunhos secos pormenor para a determinação do comprimento do testemunho e indicação da leitura do tempo (μ s) no monitor do equipamento (círculo a vermelho) ; D) Leituras em testemunhos saturados.

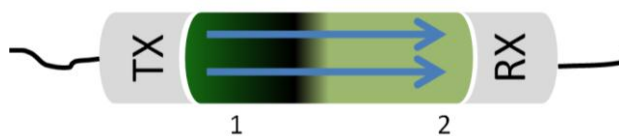


Figura 41: Esquema da propagação das ondas desde o transdutor transmissor (TX) até ao transdutor receptor (RX).

As amostras, com diâmetro de 50 mm, foram cortadas, com comprimentos entre os 48 mm e os 289 mm, e as superfícies de leitura foram polidas recorrendo a água destilada e pó sobre uma placa de vidro (Figura 40A). Os testemunhos foram secos na estufa a 105°C durante pelo menos 24 horas e repousaram pelo menos 30 minutos antes da determinação da velocidade de propagação das ondas P. As amostras saturadas em água no vácuo durante 24 horas ficaram imersas em água até à determinação da velocidade de propagação das ondas P

(Figura 40D). Antes de cada leitura o equipamento foi calibrado (Figura 40B). O procedimento para a realização dos ensaios foi composto pelas seguintes fases:

- No início do processo foi medido, por 6 vezes, o comprimento do testemunho (Cr), em mm, recorrendo a uma craveira, (Figura 40C);
- Aplicou-se massa consistente nas extremidades dos testemunhos que estarão em contacto com os transdutores;
- O transdutor transmissor e o transdutor receptor foram unidos às extremidades dos testemunhos. (Figura 40C).
- É indicado no monitor do equipamento e registado, o tempo que as ondas P demoram a atravessar o material (tp), em μs .

A partir dos valores médios calculados em função das 6 leituras do comprimento do testemunho (Cr) e das 6 leituras do tempo (tp), respectivamente M_{Cr} e M_{tp} , é determinada a velocidade de propagação das ondas P aplicando a equação (19). Os resultados são apresentados na Tabela 14.

$$V_p = \frac{M_{Cr} * 0,001}{M_{tp} * 0,000001} \text{ (m/s)} \quad (19)$$

Tabela 14: Valores de velocidade de propagação das ondas P; (V_p) (obtidas em amostras secas) e (V_p saturadas) (obtidas em amostras saturadas em água).

	Ref.	Prof. (m)	Total (m)	Comprimento testemunho (mm)	V_p (m/s)	V_p (saturadas) (m/s)
CALM	C1-06	1	5,1	98	5228	5702
	C1-14	2,5	5,1	113	5541	5734
	C1-22	3,6	5,1	176	4933	5214
	C1-27	4,3	5,1	48	5175	
	Média e desvio padrão				5219±250	5550±291
Papagal	C2-09	1	6	289	4634	
	C2-27	4,1	6	108	4661	4908
	C2-37	5,5	6	54	4886	4917
	Média e desvio padrão				4727±138	4913±6
EMETEO	C3-02	0,2	8,4	57	5157	5738
	C3-08	1,2	8,4	90	5191	5430
	C3-16	2	8,4	79	5163	5668
	C3-41	5,3	8,4	115	4980	5854
	C4-10	7,4	8,4	72	5246	5744
	Média e desvio padrão				5147±100	5755±158

3.3. Determinação dos valores da condutividade térmica e difusividade térmica para os poros preenchidos por ar, água e gelo

No solo superficial, em ambientes periglaciários ocorrem fenómenos sazonais de fusão e congelamento. A presença de gelo afecta não só os valores da condutividade térmica e por conseguinte, o fluxo de calor, na camada activa e *permafrost* mas também os valores da capacidade térmica mássica e difusividade térmica. Conhecer os valores estimados destas propriedades termofísicas poderá ajudar a conhecer a evolução temporal e espacial da temperatura do solo que sofre sazonalmente fusão e congelamentos sazonais.

Tabela 15: Valores da condutividade térmica (K) determinadas pelo equipamento TCS, para as rochas secas (K_d); Ref. - referência, Prof. – profundidade; (K_w) * - valores estimados da condutividade térmica para os poros preenchidos por água (K_w) recorrendo à equação (20) e (K_i) * - valores estimados da condutividade térmica para os poros preenchidos por gelo (K_i), recorrendo à equação (20).

	Ref.	Prof.		K (W/m.K)			Ref.	Prof.		n
		(m)	n	média (K_d)	(K_w) *	(K_i) *		(m)	nº	(%)
CALM	C1-02	0,1	3	3,17±0,09	3,31	3,38	C1-03	0,2	1	1,5
	C1-07	1,3	3	2,92±0,16	3,04	3,09	C1-06	1	1	1,3
	C1-15	2,7	3	3,13±0,02	3,19	3,21	C1-14	2,5	2	0,6±0,0
	C1-21	3,5	3	3,14±0,03	3,23	3,27	C1-22	3,6	1	1
	C1-28	4,4	3	3,35±0,02	3,49	3,56	C1-25; C1-26	4,1 – 4,3	1	1,4
Papagal	C2-10	1,5	3	3,15±0,09	3,32	3,4	C2-09	1	1	1,8
	C2-16	2,3	3	3,44±0,12	3,69	3,81	C2-17	2,4	1	2,5
	C2-20	3,1	3	2,98±0,03	3,16	3,24	C2-20	3,1	1	2
	C2-28	4,2	3	3,15±0,09	3,28	3,34	C2-26	3,3	1	1,4
	C2-38	5,7	3	3,15±0,03	3,29	3,36	C2-39	4,9	1	1,5
PG1	C5-11	4,3	1	2,66	2,86	2,94	C5-08; C5-09; C5-10	4,0 – 4,1	1	2,3
	C5-22	5,7	1	2,56	2,74	2,81	C5-18; C5-19; C5-20; C5-21	5,3 – 5,8	1	2,1
	C5-51	9,6	1	2,56	2,69	2,74	C5-47; C5-48; C5-50; C5-51	9,3 – 9,7	1	1,5
	C6-13	15	1	2,64	2,8	2,87	C6-14; C6-15	15,5 – 15,8	1	1,9
	C6-25	20,3	1	2,7	2,86	2,92	C6-23	20	1	1,8
	C6-49	24,2	1	2,68	2,91	3,01	C6-46; C6-47; C6-49	24,0 – 24,5	1	2,7
	C6-61	25,8	1	3,28	3,54	3,59	C6-56; C6-61	25,4 – 25,9	1	2
PG2	C7-20	1	1	3,28	3,41	3,46	C7-15; C7-16; C7-17; C7-21	0,8 – 1,2	1	1,3
	C7-60	4,3	1	3,02	3,12	3,17	C7-58; C7-59; C7-60; C7-61; C7-62	4,3	1	1,1
	C7-77	7,6	1	3,13	3,3	3,38	C7-75; C7-77	7,4 – 7,6	1	1,8
	C8-21	10,7	1	3,32	3,43	3,48	C8-19; C7-21; C7-22	10,6 – 10,9	1	1,1
	C8-42	13,7	1	3,25	3,4	3,46	C8-40; C8-42	13,3 – 13,7	1	1,5
	C8-54	15,4	1	3,22	3,35	3,4	C8-50; C8-51; C8-52	15,0 – 15,3	1	1,3

Nestas condições no ambiente Antártico, as rochas poderão encontrar-se com os poros preenchidos, por ar ou água ou gelo. Vamos considerar que no subsolo as rochas, devido a fenómenos de capilaridade encontram-se com os poros saturados. No *permafrost* a água

encontra-se congelada nos poros; na camada activa, conforme as variações sazonais da temperatura, a água poderá encontrar-se descongelada ou congelada nos poros. Como não foi possível determinar a condutividade térmica das rochas saturadas congeladas e saturadas descongeladas é necessário estimar os valores da condutividade térmica com os poros preenchidos por ar (K_d), água (K_w) e gelo (K_i) a partir dos valores de condutividade térmica a seco e valores de porosidade determinados por técnicas de saturação e pesagem hidrostática, (ISRM, Suggested methods for determining water content, porosity, density, absorption and related properties and swelling and slake durability index properties, 1979).

Tabela 16: Valores da condutividade térmica (K) determinadas pelo equipamento Isomet 2104, para as rochas secas (K_d); Ref – referência, Prof.- profundidade; (K_w) * - valores estimados da condutividade térmica para os poros preenchidos por água (K_w) recorrendo à equação (20) e (K_i) * - valores estimados da condutividade térmica para os poros preenchidos por gelo (K_i), recorrendo à equação (20).

	Ref.	Prof. (m)	n	K (W/m.K)			Ref.	Prof. (m)	n ^o	n (%)
				média (K_d)	(K_w)*	(K_i)*				
CALM	C1-02	0,1	6	3,25±0,16	3,4	3,46	C1-3	0,2	1	1,5
	C1-07	1,3	6	3,12±0,07	3,24	3,29	C1-06	1	1	1,3
	C1-15	2,7	6	3,42±0,1	3,48	3,5	C1-14	2,5	2	0,6±0
	C1-21	3,5					C1-22	3,6	1	1,0
	C1-28	4,4	6	3,43±0,03	3,57	3,63	C1-25; C1-26	4,1 – 4,3	1	1,4
Papagal	C2-10	1,5					C2-09	1	1	1,8
	C2-16	2,3	6	3,62±0,05	3,88	4	C2-17	2,4	1	2,5
	C2-20	3,1	12	3,02±0,16	3,2	3,28	C2-20	3,1	1	2,0
	C2-28	4,2	12	3,33±0,05	3,46	3,53	C2-26	3,3	1	1,4
	C2-38	5,7	18	2,94±0,26	3,08	3,14	C2-39	4,9	1	1,5
EMETEO	C3-02	0,2	12	2,81±0,04	2,91	2,95	C3-02	0,2	1	1,1
							C3-12	1,6	1	1,2
	C3-38	4,7	12	3,54±0,08	3,64	3,69	C3-38	4,7	1	1,1
	C3-41	5,3	20	2,92±0,30	3,01	3,05	C3-41	5,3	1	1,0
							C4-02; C4-03; C4-04; C4-05	6,3 – 6,5	1	1,1
	C4-09	7,3	12	3,54±0,27	3,67	3,72	C4-09; C4-10	7,3 – 7,4	2	1,2±0

Em particular, para as rochas que possam apresentar porosidade recorre-se à seguinte equação (Schön, 1996).

$$K_g = K_m^{1-n} \cdot K_p^n \quad (20)$$

onde (K_g) é a média geométrica da condutividade térmica, (K_m) é a condutividade térmica da matriz, K_p é a condutividade térmica do fluido nos poros e n é a porosidade. Os valores estimados da condutividade térmica, de acordo com a equação (20), a partir dos valores da condutividade térmica determinada no equipamento TCS apresentam-se na Tabela 15 e a para os valores da condutividade térmica determinada no equipamento Isomet 2104, na Tabela 16. Como os valores determinados de porosidade são baixos as diferenças estimadas não são significativas.

3.4. Produção de calor

As concentrações dos elementos Urânio (U), Tório (Th), e Potássio (K) das rochas de todas as sondagens foram determinadas, recorrendo ao método da espectrometria de raios gama. Os valores da produção de calor, (Tabela 17), foram calculados recorrendo à seguinte equação (Schön, 1996).

$$A = \rho(9,52 \times C_U + 2,56 \times C_{Th} + 3,48 C_K) * 10^{-5} \quad (21)$$

onde A ($\mu\text{W.m}^{-3}$) é a produção de calor, ρ (kg.m^{-3}) é a massa volúmica, C_U e C_{Th} são, respectivamente o conteúdo em Tório e Urânio, expressos em ppm, C_K , o conteúdo em % de potássio. Os valores utilizados no cálculo da massa volúmica média encontram-se na Tabela 14.

Tabela 17: Valores das concentrações de elementos radioactivos Urânio (C_U), Tório (C_{Th}), e Potássio (C_K), produção de calor (A), Th/K – razão entre tório e potássio, K/Th – razão entre o conteúdo em potássio e tório, K/U – razão entre o conteúdo em potássio e urânio, Th/U – razão entre o conteúdo em tório e urânio, Ref. – referência, Prof. – profundidade.

	Ref.	Prof. (m)	Total (m)	C_U Ppm	C_{Th} ppm	C_K %	ρ kgcm^{-3}	A μWm^{-3}	Th/K	K/Th 10^3	K/U 10^3	Th/U	Fácies Litológicas
CALM	C1-02	0,1	5,1										
	C1-07	1,3	5,1										
	C1-15	2,7	5,1	10,60	5,10	0,10	2646	3,02	51,0	0,2	0,1	0,5	Arcoses
	C1-21	3,5	5,1										
	C1-28	4,4	5,1										
Papagal	C2-10	1,5	6,0										
	C2-16	2,3	6,0										
	C2-20	3,1	6,0	3,40	3,10	0,20	2589	1,06	15,5	0,6	0,6	0,9	Ígnea
	C2-28	4,2	6,0										
	C2-38	5,7	6,0										
PG1	C5-11	4,3	26,0										
	C5-22	5,7	26,0	3,54	13,24	3,65	2706	2,17	3,6	2,8	10,3	3,7	Siltitos
	C5-51	9,6	26,0										
	C6-13	15,0	26,0										
	C6-25	20,3	26,0	3,31	13,43	3,63	2706	2,12	3,7	2,7	11,0	4,1	Siltitos
	C6-49	24,2	26,0										
	C6-61	25,8	26,0	2,69	10,86	2,15	2643	1,61	5,1	2,0	8,0	4,0	Arenitos quartzosos
	Média			3,18	12,51	3,14	2685	1,97					
PG2	C7-20	1,0	15,5										
	C7-60	4,3	15,5										
	C7-77	7,6	15,5										
	C8-21	10,7	15,5	2,69	10,86	2,15	2659	1,62	5,0	2,0	8,0	4,0	Arenitos quartzosos
	C8-42	13,7	15,5										
	C8-54	15,4	15,5										

Os valores da concentração dos elementos radioactivos utilizados para o cálculo da produção de calor da amostra C6.61 (arenitos quartzosos) foram os das rochas da sondagem PG2, porque se encontram geneticamente, muito afastados dos siltitos, da mesma sondagem.

3.5. Petrografia de algumas rochas obtidas em furos realizados na Península de Hurd

3.5.1. Sondagem do sítio CALM

Foram efectuadas 6 lâminas delgadas, PM-1-3, PM-1-6, PM-1-14, PM-1-22, PM-1-27, PM-1-29. Na Figura 43, apresentam-se imagens da lâmina PM-1-27. É um arenito grauvaquóide, rico em cristais feldspato, principalmente de plagioclase e quartzo anguloso. Alguns veios de quartzo cortam a rocha, como observado na Figura 42 e Figura 43.



Figura 42: Imagens do testemunho PM-1-27 (escala em cm)

PM-1-27
Profundidade: 4,30m

Ampliação base: X20
Nícois cruzados

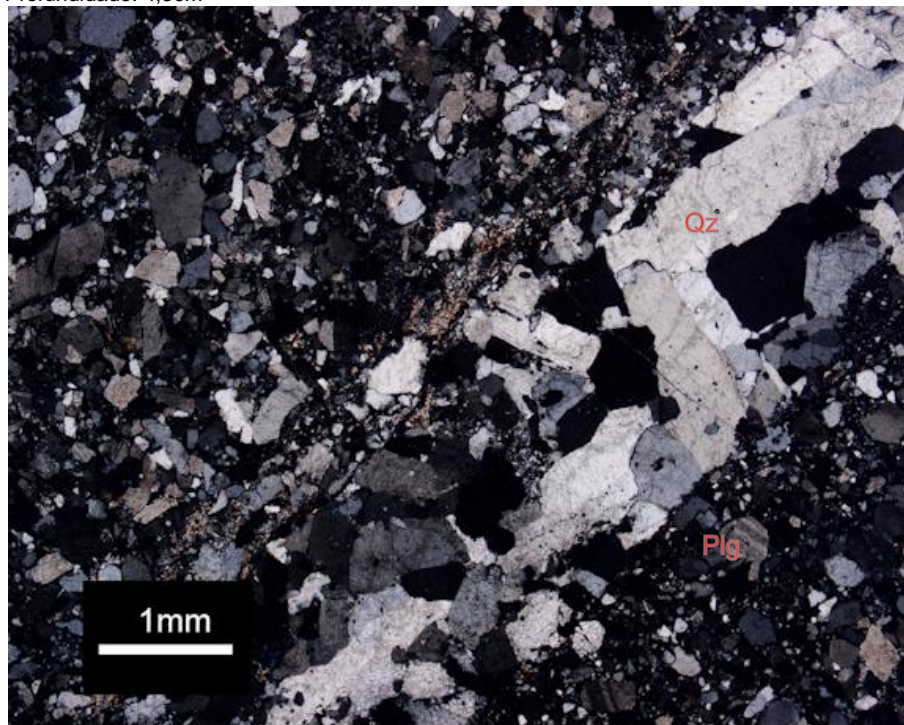


Figura 43: Arenito do sítio CALM com plagioclase (Plg) e quartzo em matriz siltítica, um veio de quartzo (Qz) tardio.

3.5.2. Sondagem do sítio Papagal

Foram efectuadas 6 lâminas, PM-2-9, PM-2-11, PM-2-17, PM-2-27, e PM-2-37 (2x), na Figura 44 mostram-se imagens dos testemunhos que originaram as lâminas PM-2-17 e PM-2-27.

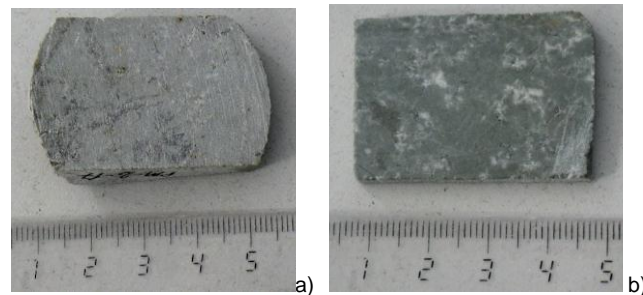


Figura 44: Imagens do testemunho a) PM-2-17, b) PM-2-27 (escala em cm)

As fácies ígneas identificadas apresentam-se nas Figuras 45, 46 e 47. É uma rocha de microcristalina, com pseudomorfoses de calcite segundo feldspato (Figura 46), onde a matriz é constituída predominantemente por feldspatos. Podem surgir esporadicamente as fácies arenítica e siltítica (Figura 48).

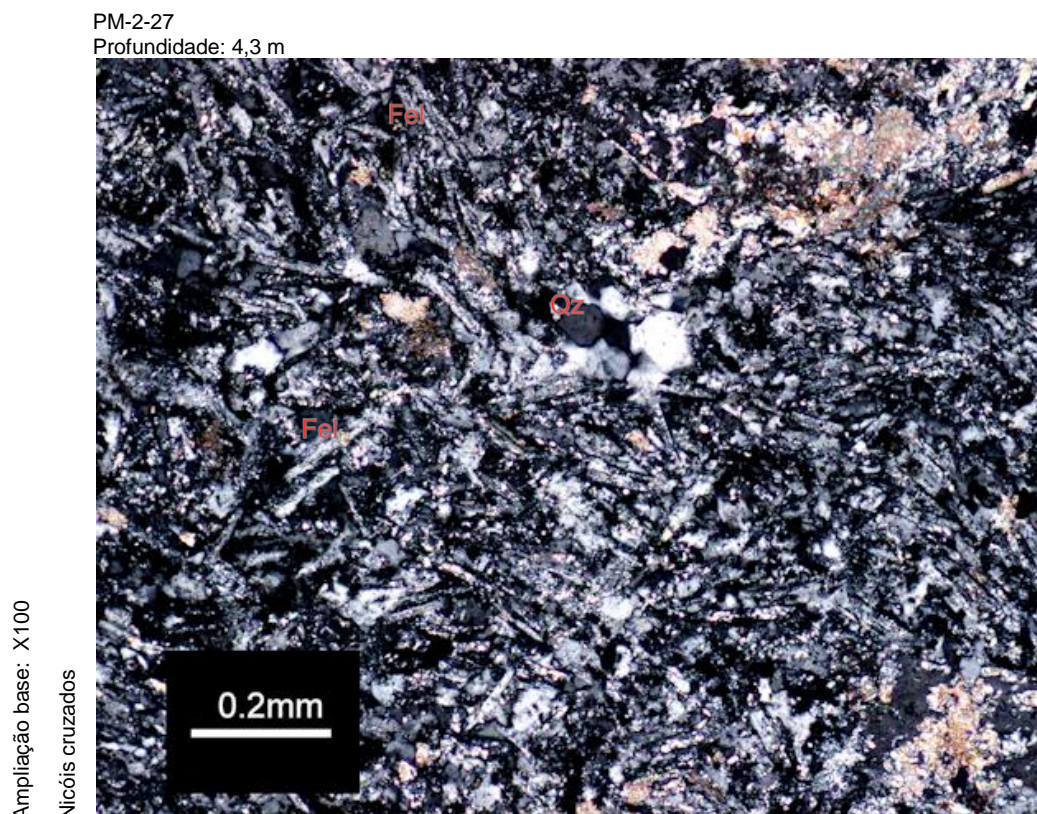


Figura 45: Rocha ígnea do sítio Papagal onde se observam o alinhamento dos cristais de feldspatos (Fel). Pormenor de cristais de quartzo (Qz)

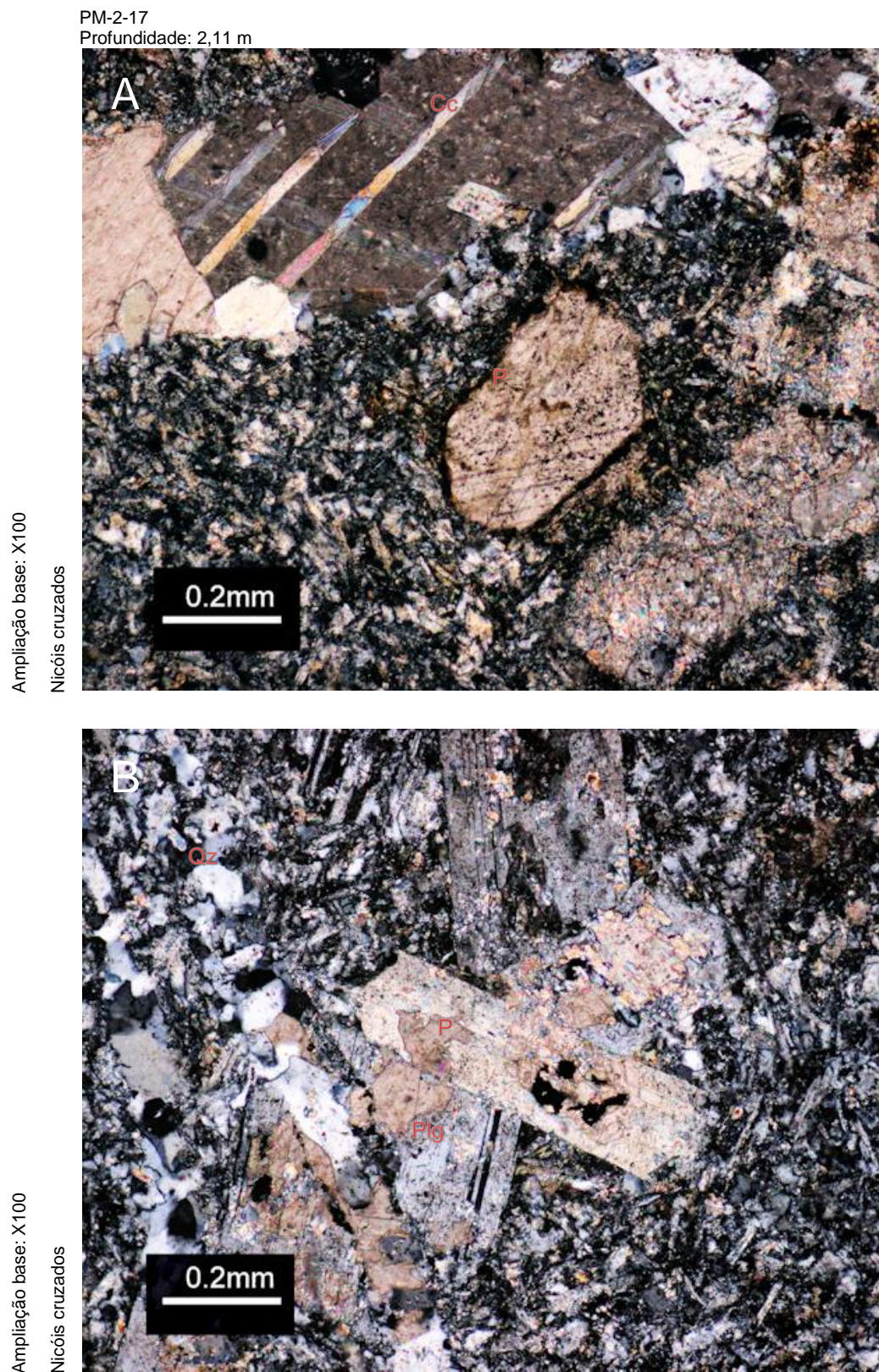


Figura 46: Rocha ígnea do sítio Papagal. A) com matriz rica em feldspatos com cristais de calcite (Cc) e pseudomorfos (P) de calcite; B) observe-se pormenor de plagioclase (Plg) com substituição para calcite em matriz rica em plagioclase (Plg) e algum quartzo (Qz).

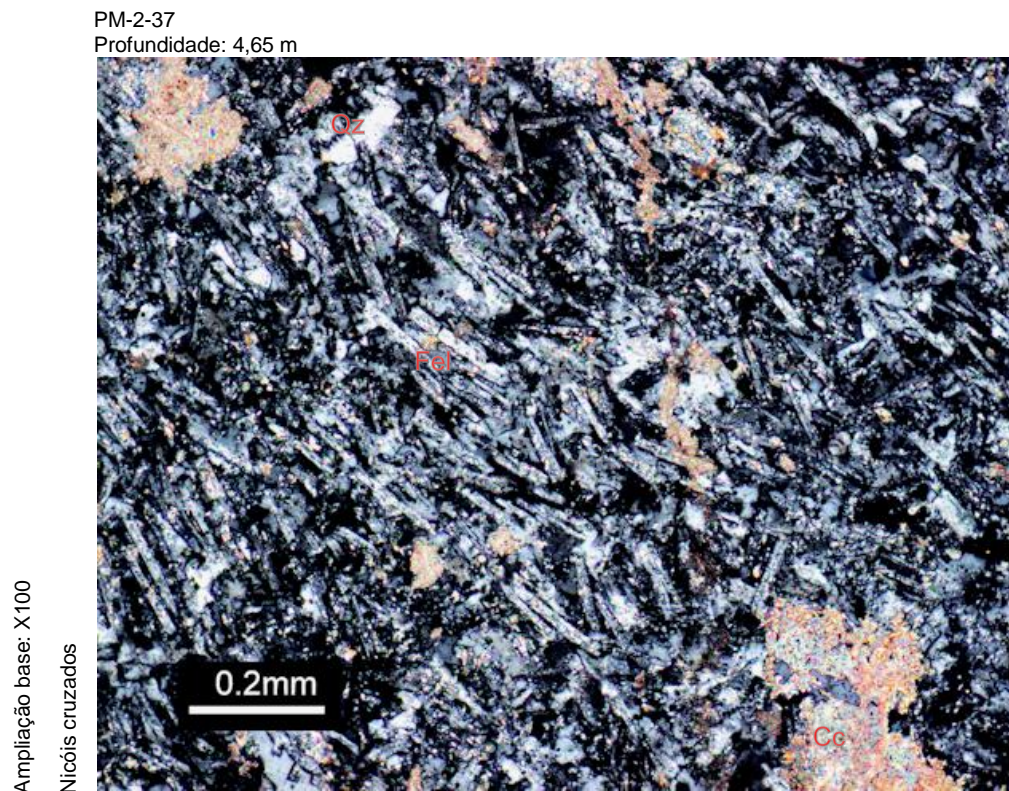


Figura 47: Rocha ígnea do sítio Papagal onde se observam cristais de feldspato prismáticos (Fel) alinhados e cristais de calcite (Cc).

É possível observar na Figura 47 os cristais alinhados de feldspatos na matriz.

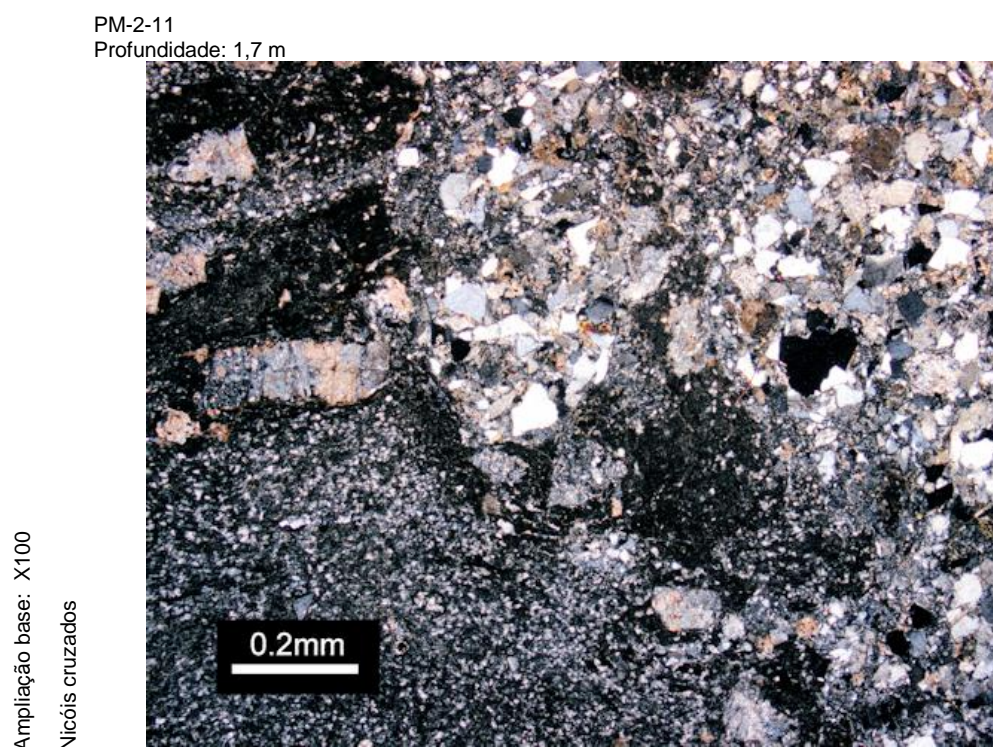


Figura 48: Rocha do sítio Papagal onde se pode observar as fácies arenítica e siltítica.

3.5.3. Sondagem do sítio EMETEO

Foram efectuadas a partir das rochas recolhidas na sondagem EMETEO (Figura 49), próximo da Base Antártica Búlgara, (Figura 15), 2 lâminas, PM-3-41 e PM-4-13. É um arenito, (Figura 50), grauvaquóide com variação de granulometria. A matriz é silte-argilos podendo apresentar maior desvio granulométrico, próximo da “areia fina”. Observam-se cristais de quartzo sub angulosos. Por vezes, surgem cristais de calcite e foram identificados veios de calcite (Figura 51). Na amostra PM-4-13, a fácies siltítica é dominante sobre a fácies arenítica.

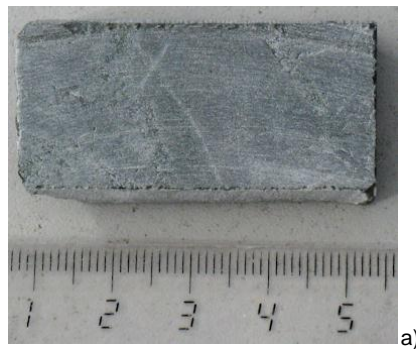


Figura 49: Imagens do testemunho a) PM-3-41, (escala em cm)

PM-3-41
Profundidade: 5,28 m

Ampliação base: X20
Nícois cruzados

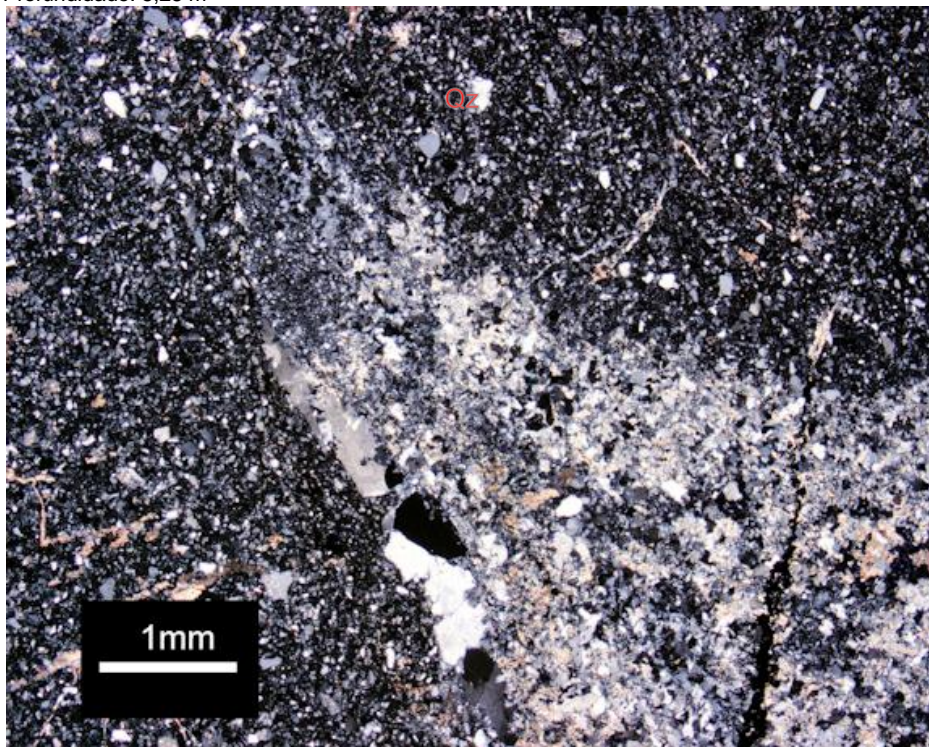


Figura 50: Arenito grauvaquóide com variação de granulometria entre o silte e o areia fina.

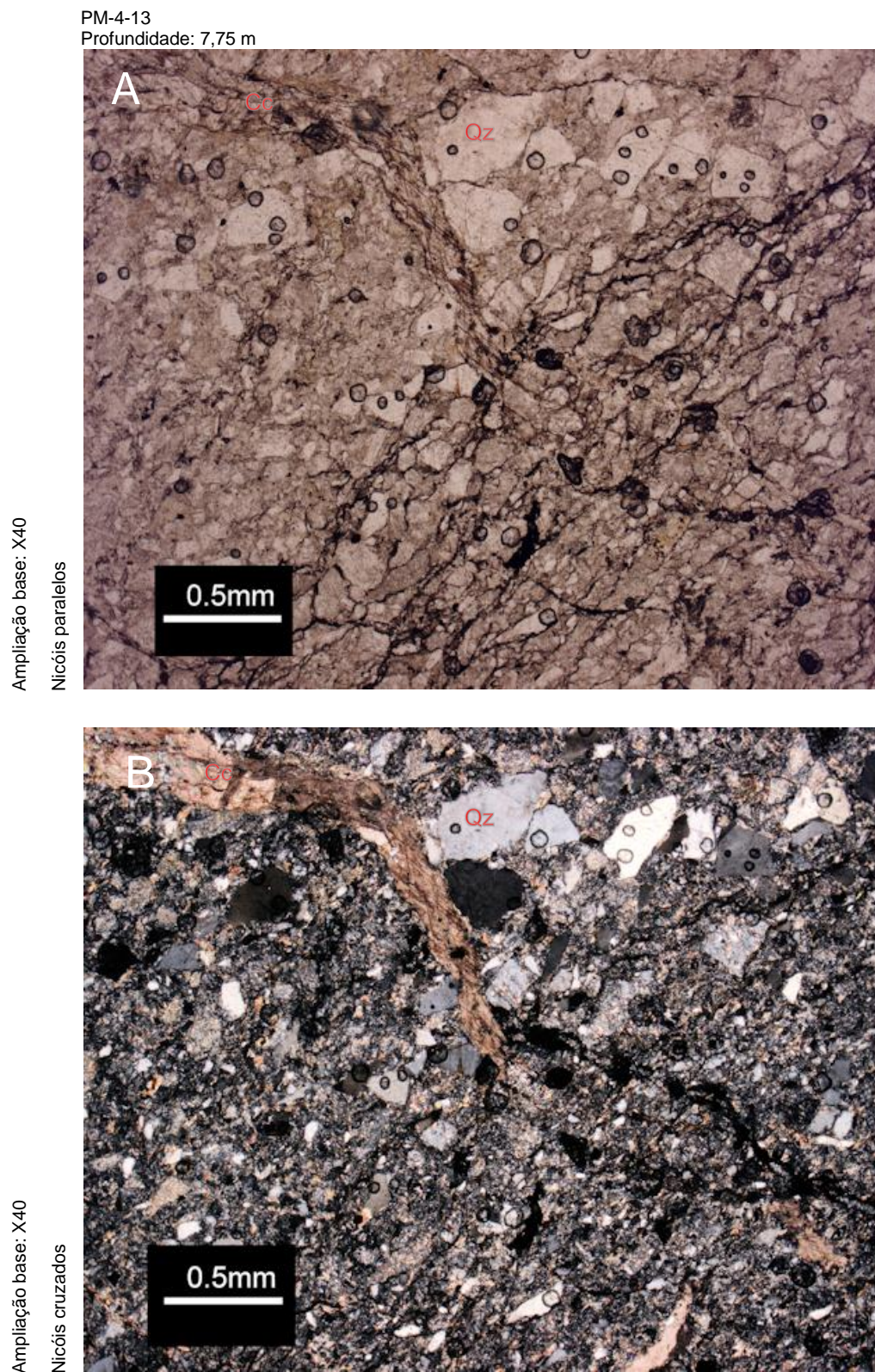


Figura 51: Arenito grauvaquóide do sítio EMETEO onde se observa a variação na dimensão do grão, com pormenor de um veio de calcite (Cc).

3.5.4. Sondagem PERMAMODEL – GULBENKIAN 1 (PG1)

Foram efectuadas a partir das rochas recuperadas da sondagem Permamodel - GulbenKian 1 (PG1), Figura 12 e Figura 15, 3 lâminas, PM-5-17, PM-6-23 e PM-6-56.

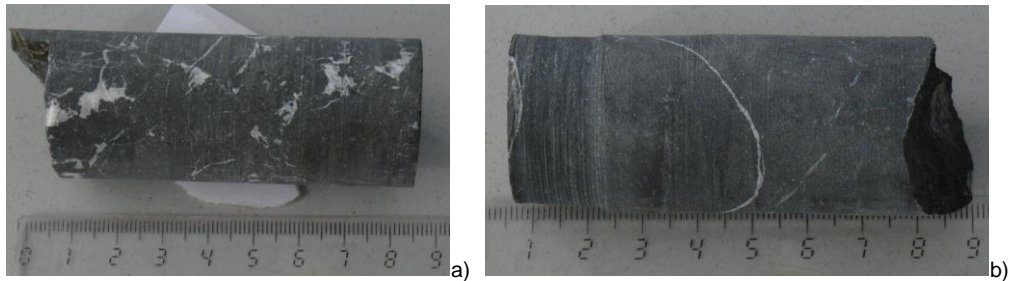


Figura 52: Imagens do testemunho a) PM-5-17, b) PM-6-23 (escala em cm)

As rochas desta sondagem apresentam duas fácies distintas; a fácies de siltito, presente desde a superfície e até cerca de 25 metros de profundidade e a fácies de arenito quartzoso, desde os 25 metros e até à base do furo, a 26 metros. Os siltitos (Figura 53, 54 e 55) são razoavelmente bem calibrados e apresentam na matriz grãos de quartzo e diversos litoclastos, Figura 54B. A calcite poderá aparecer, em veios, na forma de cristais bem desenvolvidos (Figura 55).

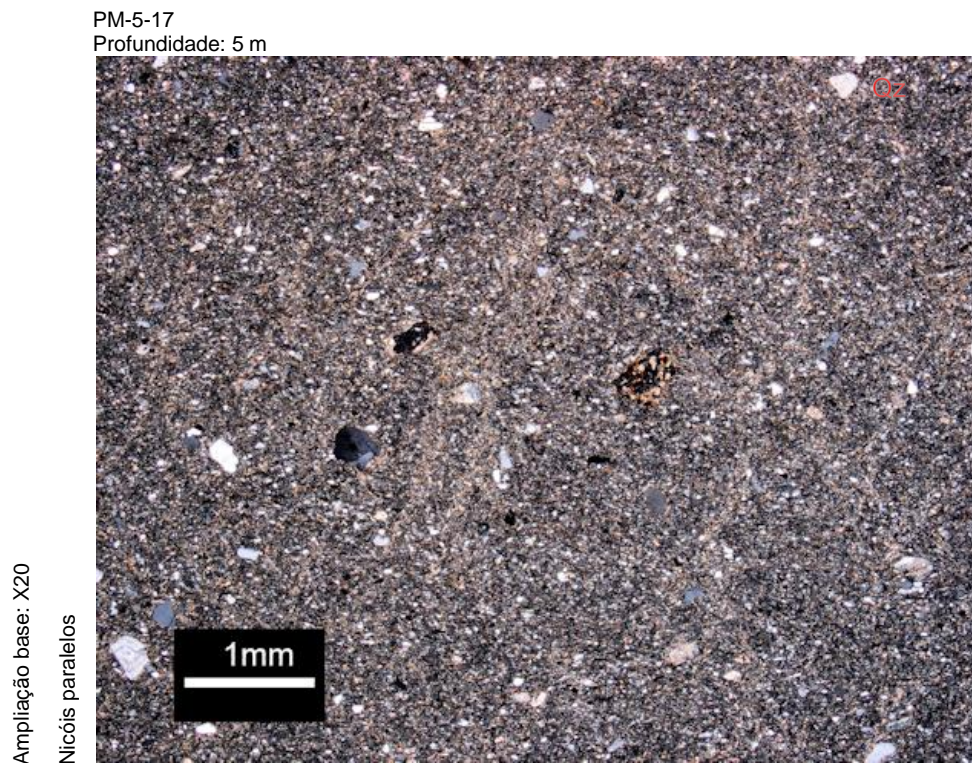


Figura 53: Siltito recuperado do sítio PG1

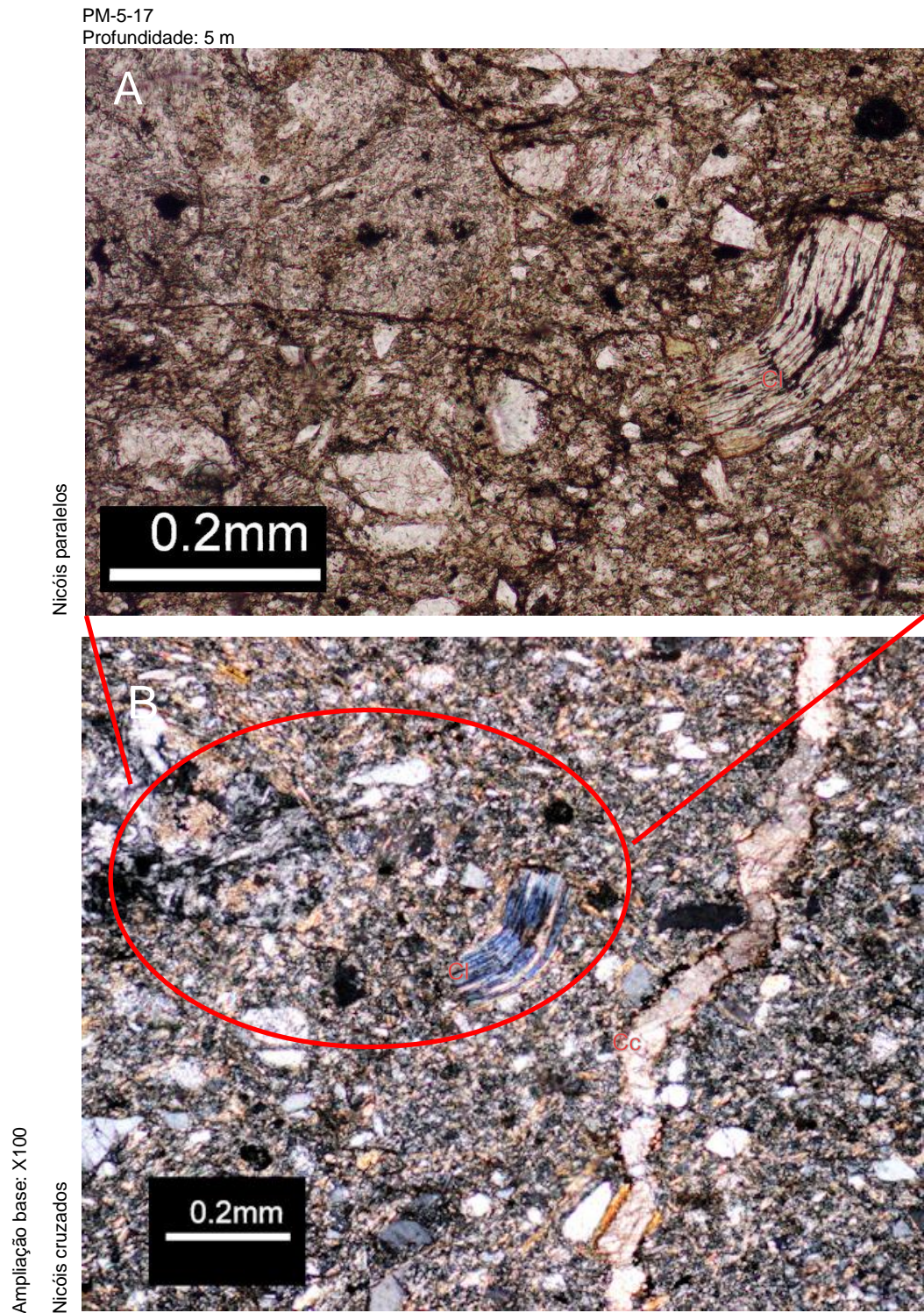


Figura 54: Siltito da sondagem EMETEO onde se observam; A) pormenor a nicóis paralelos; B) presença de clorite, (alteração hidrotermal/secundária) (Cl) e veios de calcite (Cc) em nicóis cruzados.

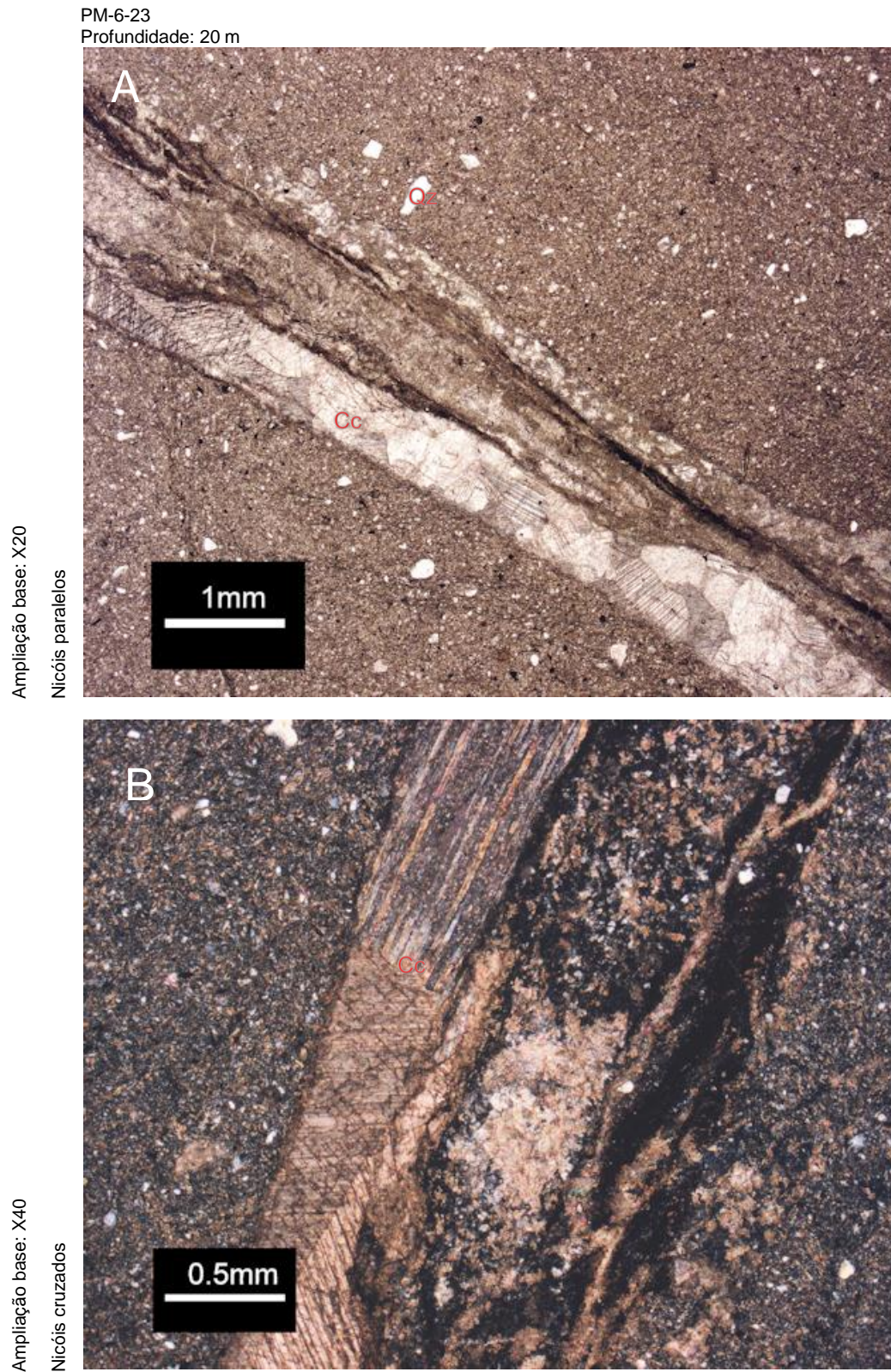


Figura 55: Fácies siltítica, no sítio PG1. A) Observe-se alguns cristais de quartzo no seio de uma matriz mais fina (Qz); b) siltito com pormenor de veio de calcite (Cc) a nícois cruzados.

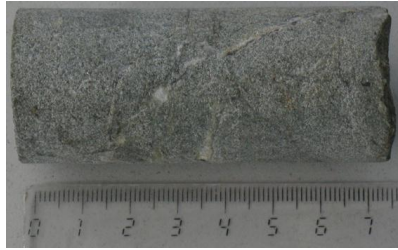


Figura 56: Imagens do testemunho, PM-6-56 (escala em cm)

As fácies arenítica desta sondagem (Figura 56, Figura 57 e Figura 58), são muito semelhantes às rochas do sítio CALM (Figura 43), com feldspatos, (principalmente de plagioclase) e cristais de calcite (Figura 58). No entanto estes são arenitos quartzosos e apresentam melhor calibração, constituindo uma nova fácies. É uma rocha holocristalina, por vezes com veios de calcite.

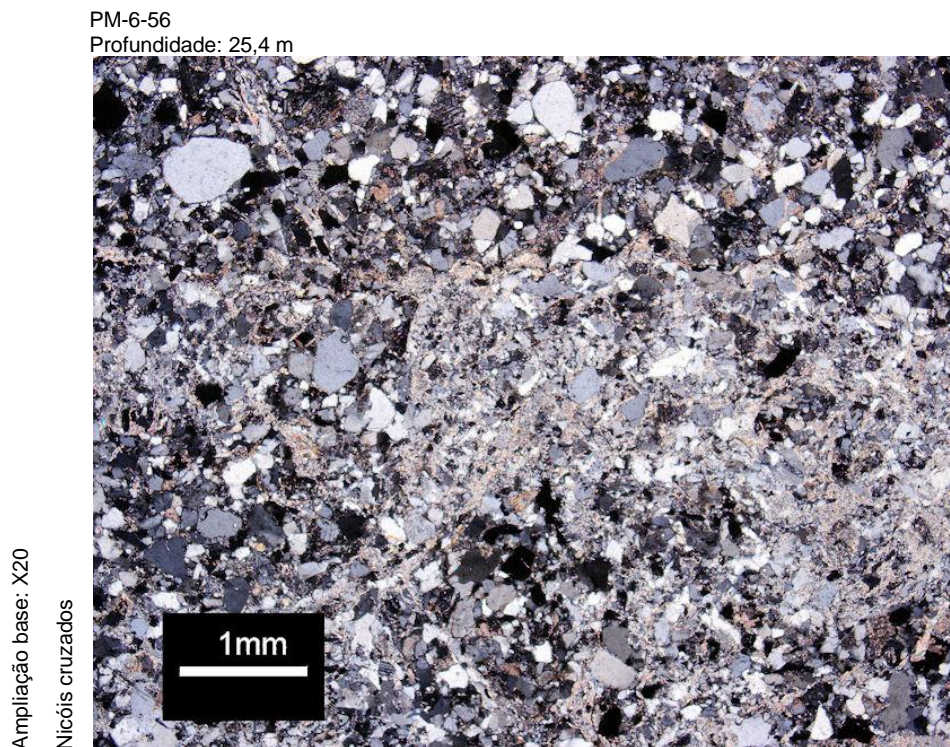


Figura 57: Arenito da sondagem PG1 com presença de calcite (Cc), plagioclase (Plg) e quartzo (Qz).

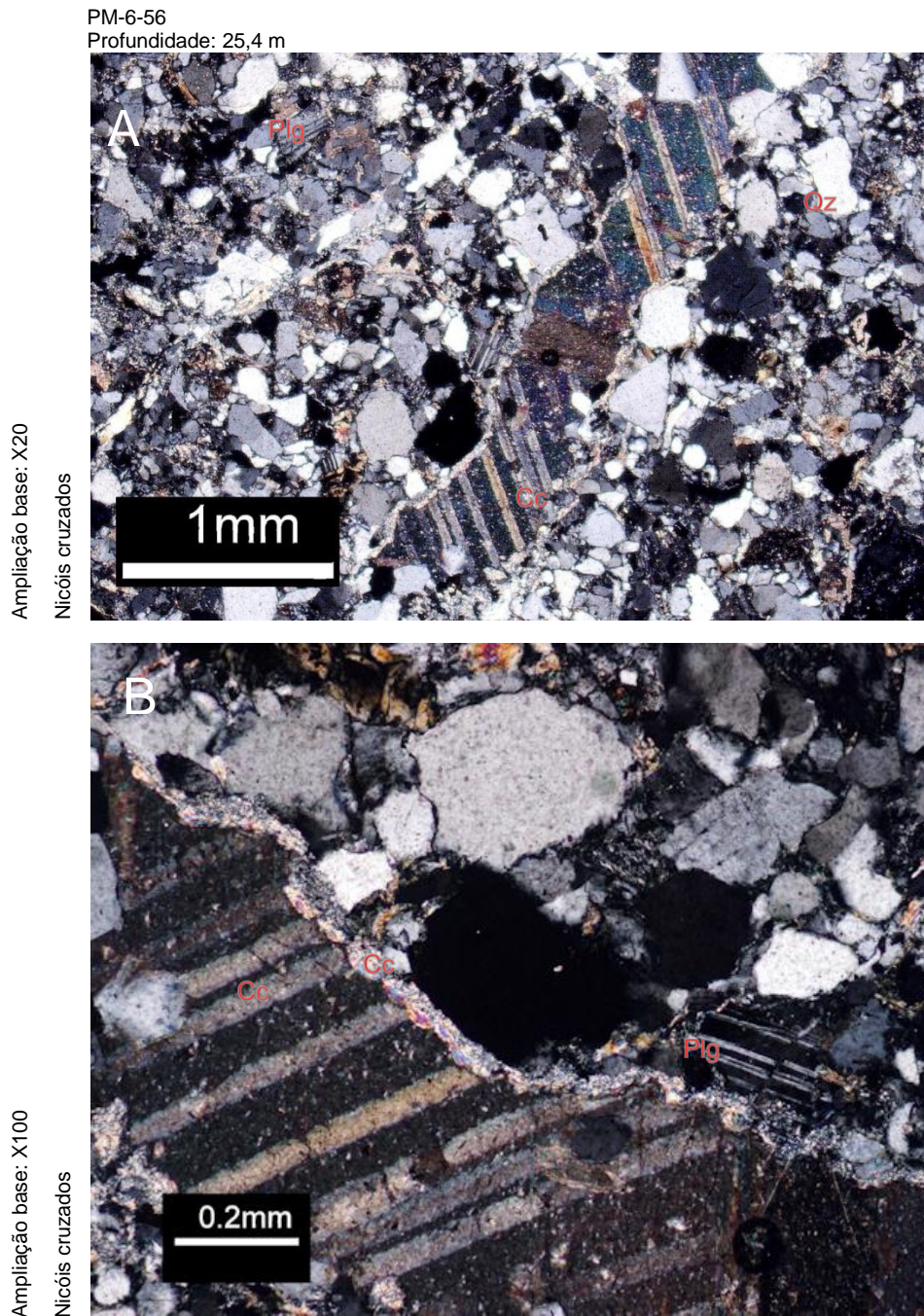


Figura 58: Fácies arenítica do sítio PG1 com plagioclase (Plg), quartzo (Qz) e calcite (Cc).

3.5.5. PERMAMODEL – GULBENKIAN 2 (PG2)

Foram efectuadas a partir das rochas recolhidas na sondagem PG2 (Figura 59), no Monte Reina Sofia (Figura 12 e Figura 15), 2 lâminas, PM-7-63 e PM-8-44. Ambas são de arenitos (Figura 60, Figura 61 e Figura 62) e fazem parte da fácies de arenitos apresentadas anteriormente do sítio PG1.

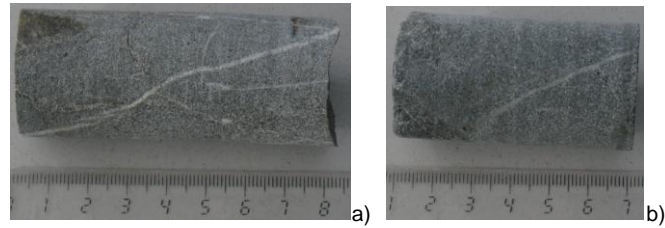


Figura 59: Imagens do testemunho a) PM-7-63, b) PM-8-44 (escala em cm).

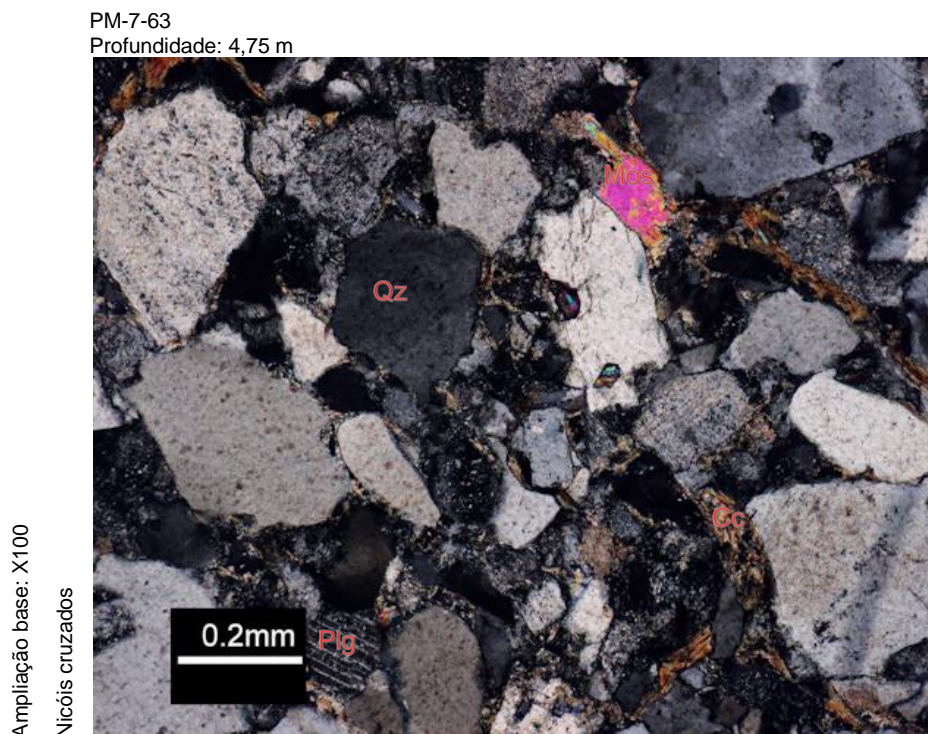


Figura 60: Arenito com cristais de Moscovite (secundária/hidrotermal) (Mos), plagioclase (Plg), quartzo (Qz), calcite (Cc).

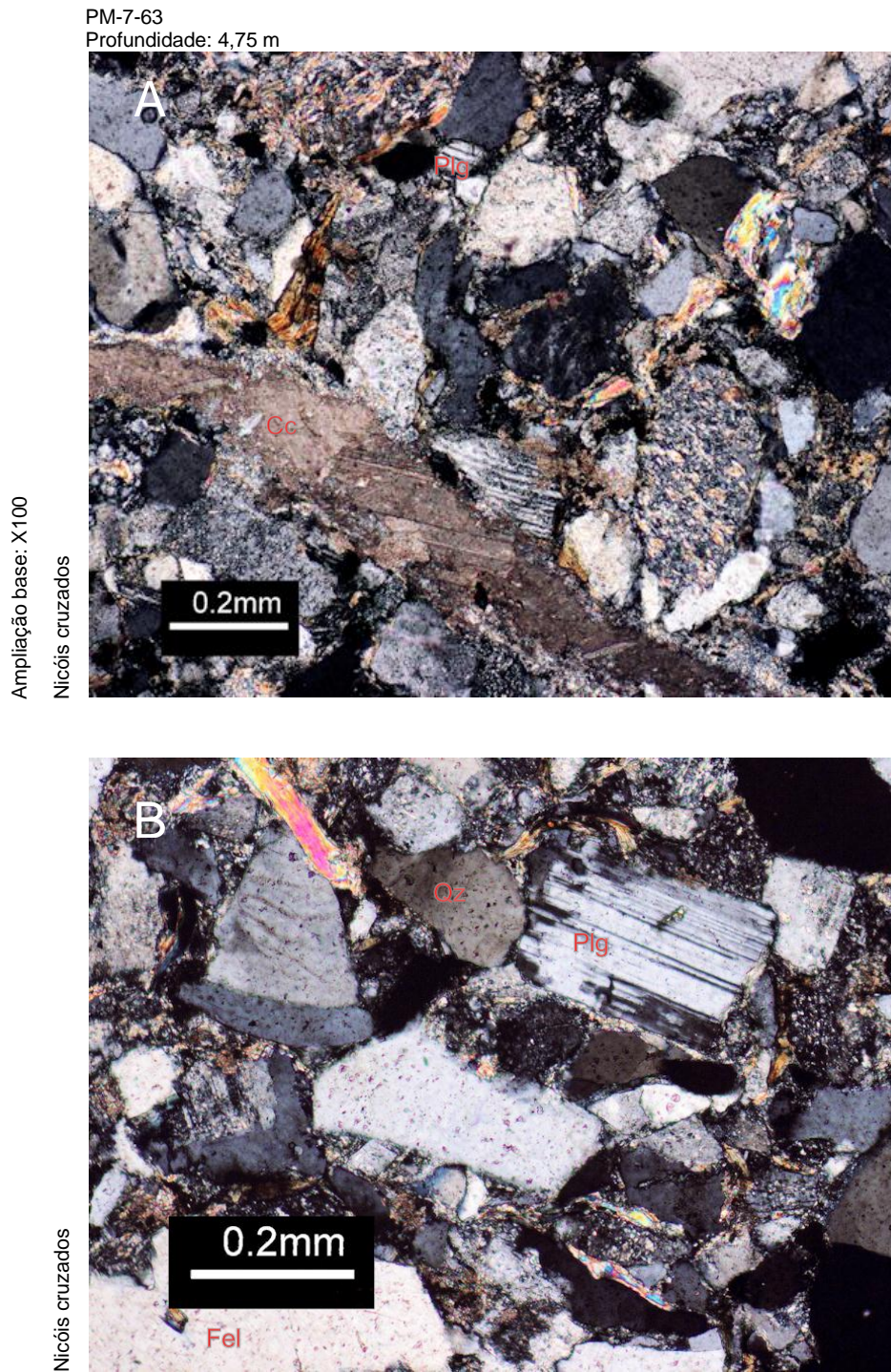


Figura 61: Arenito com, Quartzo (Qz), e plagioclase (Plg). A) Pormenor de um veio de calcite (Cc). B) Pormenor de uma plagioclase (Plg).

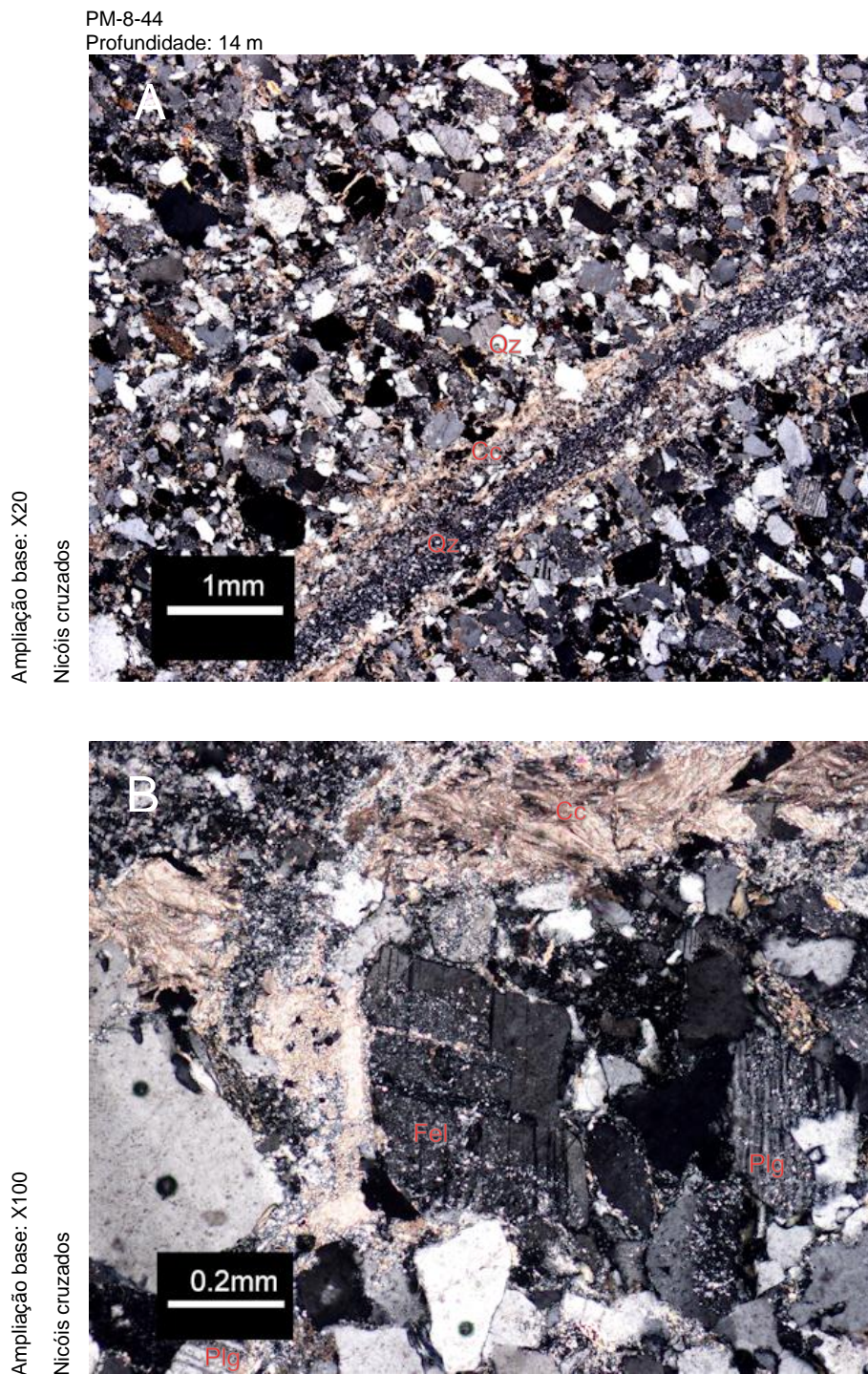


Figura 62: Arenitos do sítio PG2. São constituídos por plagioclase (Plg) e feldspatos K (FK), quartzo (Qz) e calcite (Cc) que poderá ocupar veios.

Estes arenitos são constituídos essencialmente por quartzo e feldspatos, principalmente plagioclase e cristais de calcite isolados ou ocupando fracturas.

CAPÍTULO 4 ANÁLISE DOS VALORES OBTIDOS DE TESTEMUNHOS OBTIDOS EM FUROS REALIZADOS NA PENÍNSULA DE HURD

4.1. Síntese petrográfica

O estudo petrográfico desenvolvido, incidiu sobre as amostras representativas das sondagens efectuadas das campanhas (ordem cronológica):

- Campanha de 2007-2008, no âmbito do projecto Permadrill, foram realizadas as sondagens Gulbenkian-Permamodel 1 (PG1) e Gulbenkian-Permamodel 2 (PG2), no Monte Reina Sofia.
- Campanha de 2007-2008, no âmbito do projecto Shallow drill, obtidas as sondagens CALM e Papagal.
- Campanha de 2008-2009, no âmbito do Projecto PERMANTAR, realizada a sondagem EMETEO.

Este conjunto de sondagens permitiu distinguir 3 tipos de classes petrográficas: (A) rochas sedimentares areníticas; (B) rochas sedimentares siltíticas; (C) rochas ígneas hipabissais de composição andesítica (*s.l.*). Sem outra informação de campo, as fácies ígneas podem corresponder a diques como os descritos em Kraus *et al.* (2008), Willan *et al.* (1994) e Willan (1996). Esta classificação sendo, em grande parte, coincidente com outras elaboradas anteriormente (Arche *et al.*, 1992 A; Arche *et al.*, 1992 B), vem reforçar o conhecimento petrográfico das zonas estudadas.

- Sondagem PG1: presença de siltes, caracterizados por abundantes veios entrecruzados de calcite; aos 25 metros de profundidade, ocorre variação brusca de litologia para arenitos quartzosos. Presença de clorite que poderá sugerir evidências petrográficas de metamorfismo de baixo grau (Figura 54).
 - Sondagem PG2: caracterizada pela presença de arenitos particularmente ricos em cristais angulosos de quartzo, fácies que se mantém até à base da sondagem (15m); a cortar estas rochas sedimentares é comum identificar veios de calcite e/ou quartzo. Presença de moscovite secundária, hidrotermal e resulta da alteração dos feldspatos (Figura 60 e 61).
 - Sondagem CALM: a fácies característica são arenitos enriquecidos em feldspatos, pelo que admitem a classificação de arcoses (*s.l.*).
-

- Sondagem EMETEO: superficialmente, encontram-se representados arenitos semelhantes às arcoses da sondagem CALM; aos 5,3 metros de profundidade evidenciam-se rochas sedimentares imaturas, com intercalação de fácies com granolometria mais grosseira (arenitos) e mais fina (siltitos); à medida que descemos na sondagem, a cerca de 8 metros a fracção siltítica sobrepõe-se, de um modo geral, à fracção arenítica.

- Sondagem Papagal: predominam rochas ígneas intermédias, de tipo andesítico, com pseudomorfoses de calcite que substitui, parcial ou totalmente, cristais de feldspato; identificam-se também, pontualmente, fácies sedimentares areníticas e siltíticas.

Relativamente ao conjunto de litologias observadas nas cinco sondagens, há a salientar que em todas as rochas detríticas, as fracturas tendem a ser preenchidas por calcite e/ou sílica (quartzo) e que os clastos de quartzo se apresentam, de uma forma geral, angulosos, atestando a imaturidade da fácies arenítica.

4.2. Análise Petrofísica

Foram realizadas as seguintes análises petrofísicas:

- 40 determinações de condutividade térmica e difusividade térmica realizadas com o equipamento TCS Lippmann & Rauhen GbR, em testemunhos dos sítios CALM, Papagal, PG1 e PG2;
- 56 determinações de condutividade térmica e difusividade térmica realizadas com o equipamento Isomet 2104, em testemunhos do sítio EMETEO;
- Os resultados das concentrações dos elementos radioactivos Urânio, Tório e Potássio e da produção de calor, para a sondagem CALM, Papagal e PG2;
- 3 determinações de concentrações dos elementos radioactivos Urânio, Tório e Potássio e da produção de calor, para a sondagem PG1;
- 31 determinações de porosidade e massa volúmica realizadas em testemunhos dos sítios CALM, Papagal, EMETEO, PG1 e PG2;
- 12 determinações de velocidade de ondas P, em testemunhos secos dos sítios CALM, Papagal e EMETEO;
- 10 determinações de velocidade de propagação de ondas P realizadas em testemunhos saturados dos sítios CALM, Papagal e EMETEO.

Em primeiro lugar será feito um estudo individual dos valores obtidos, por sondagem e posteriormente uma síntese dos resultados das propriedades petrofísicas obtidos.

CALM

Para o sítio CALM a condutividade térmica média ao longo do furo é de $3,14 \pm 0,16$ W/m.K e a difusividade térmica média é de $1,58 \pm 0,04 \times 10^{-6}$ m²/s (Tabela 18). A condutividade térmica média estimada, das rochas com os poros preenchidos por água é de 3,25 W/m.K e a condutividade térmica estimada com os poros preenchidos por gelo é de 3,30 W/m.K (Tabela 18). A massa volúmica média das rochas da sondagem CALM é de 2647 ± 18 kg/m³, a porosidade média de $1,2 \pm 0,4\%$, a velocidade média das ondas P dos testemunhos secos de 5219 ± 250 m/s e a velocidade média dos testemunhos saturados de 5550 ± 291 m/s (Tabela 18).

Tabela 18: Valores da condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), da porosidade (n), massa volúmica (ρ), velocidade de propagação das ondas P em testemunhos secos (V_p), velocidade de propagação das ondas P em testemunhos saturados (V_{psat}) e produção de calor (A), (n°) número de ensaios, para diferentes testemunhos da sondagem CALM. LEGENDA: Ref – referência; Prof. – profundidade a que foram recolhidos os testemunhos na sondagem; Total – Profundidade que a sondagem atingiu; TCS – Equipamento laser TCS Lippmann & Rauhen GbR; (*) K_w – valores estimados da condutividade térmica com os poros preenchidos por água; (*) K_i – valores estimados da condutividade térmica com os poros preenchidos por gelo.

Ref.	Prof (m)	nº	K (W/m.K)			α ($\times 10^{-6}$ m ² /s)		nº	n média	ρ (kg/m ³)		Vp (m/s)	Vpsat (m/s)	A (μ Wm ⁻³)
			média	(K_w)*	(K_i)*	nº	média			nº	média			
C1-02	0,1	3	3,17±0,09	3,31	3,38	3	1,58±0,04							
C1-03	0,2							1	1,5	1	2616			
C1-06	1,0							1	1,3	1	2661	5228	5702	
C1-07	1,3	3	2,92±0,16	3,04	3,09	3	1,52±0,03							
C1-14	2,5							2	0,6±0,0	2	2658±12	5541	5734	
C1-15	2,7	3	3,13±0,02	3,19	3,21	3	1,60±0,06							3,03
C1-21	3,5	3	3,14±0,03	3,23	3,27	3	1,57±0,03							
C1-22	3,6							1	1,0	1	2647	4933	5214	
C1-25	4,1													
C1-26	4,2							1	1,4	1	2652			
C1-27	4,3											5175		
C1-28	4,4	3	3,35±0,02	3,49	3,56	3	1,62±0,01							
Média e desvio padrão		15	3,14±0,16	3,25	3,30	15	1,58±0,04	6	1,2±0,4	6	2647±18	5219±250	5550±291	3,03

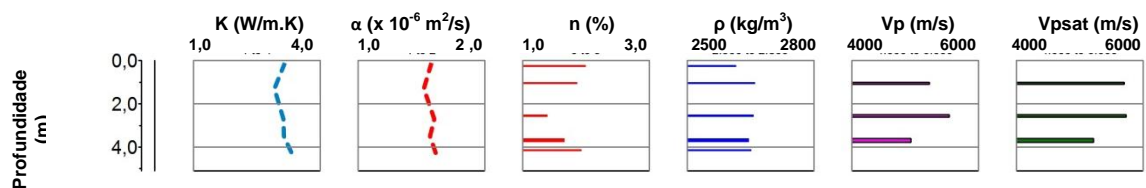


Figura 63: Log com a variação da condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), massa volúmica (ρ), porosidade (n), velocidade de propagação das ondas P em testemunhos secos (V_p) e velocidade de propagação das ondas P em testemunhos saturados (V_{psat}), em função da profundidade (m) no sítio CALM.

A produção de calor média por unidade de volume é de $3,03 \mu\text{Wm}^{-3}$. A Figura 63 mostra a variação dos valores das diversas propriedades físicas, em função da profundidade. Os valores da condutividade térmica e difusividade térmica são mínimos a 1,3 metros de profundidade (Figura 63) e máximos aos 4,4 metros de profundidade (Figura 63). Os valores da massa volúmica variam entre 2647 kg/m^3 , aos 3,6 metros de profundidade e 2661 kg/m^3 , a 1 metro de profundidade (Figura 63). Os valores da porosidade variam entre os 0,6% e os 1,4% (Figura 63).

Papagal

A condutividade térmica média dos testemunhos do sítio CALM é de $3,17 \pm 0,17$ W/m.K e a difusividade térmica média é de $1,52 \pm 0,05 \times 10^{-3}$ m²/s (Tabela 19). A massa volúmica destas rochas é de 2660 ± 34 kg/m³, a porosidade média é de 1,9%, a velocidade de propagação das ondas P; em testemunhos secos de 4727 ± 138 m/s; e em testemunhos saturados de 4913 ± 6 m/s (Tabela 19). A produção de calor média por unidade de volume é de $1,09 \mu\text{Wm}^{-3}$.

Tabela 19: Valores da condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), da porosidade (n), massa volúmica (ρ), velocidade de propagação das ondas P em testemunhos secos (Vp), velocidade de propagação das ondas P em testemunhos saturados (Vpsat) e produção de calor (A), (nº) número de ensaios, para diferentes testemunhos da sondagem Papagal. LEGENDA: Ref – referência; Prof. – profundidade a que foram recolhidos os testemunhos na sondagem; Total – Profundidade que a sondagem atingiu; TCS – Equipamento laser TCS Lippmann & Rauen GbR; () Kw – valores estimados da condutividade térmica com os poros preenchidos por água; (*) Ki – valores estimados da condutividade térmica com os poros preenchidos por gelo.*

Ref.	Prof (m)	K (W/m.K)				α (x 10 ⁻⁶ m ² /s)		n (%)		ρ (kg/m ³)		Vp (m/s)	Vpsat (m/s)	A (μWm^{-3})
		nº	média	(Kw)*	(Ki)*	nº	média	nº	média	nº	média			
C2-09	1,0							1	1,8	1	2712	4634		
C2-10	1,5	3	3,15±0,09	3,32	3,40	3	1,51±0,10							
C2-16	2,3	3	3,44±0,12	3,69	3,81	3	1,60±0,05							
C2-17	2,4							1	2,5	1	2622			
C2-20	3,1	3	2,98±0,03	3,15	3,23	3	1,46±0,11	1	2,0	1	2640			
C2-27	4,1											4661	4908	1,09
C2-28	4,2	3	3,15±0,09	3,28	3,34	3	1,52±0,02							
C2-29	4,3							1	1,7	1	2670			
C2-37	5,5											4886	4917	
C2-38	5,7	3	3,15±0,03	3,29	3,36	3	1,50±0,09							
C2-39	5,8							1	1,5	1	2657			
Média e desvio padrão		15	3,17±0,17	3,35	3,43	15	1,52±0,05	5	1,9±0,4%	5	2660±34	4727±138	4913±6	1,09

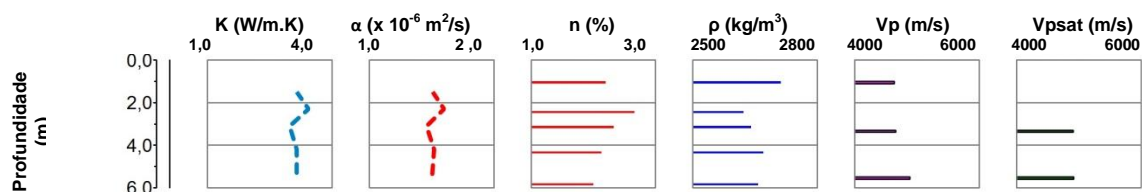


Figura 64: Log com a variação da condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), massa volúmica (ρ), porosidade (n), velocidade de propagação das ondas P em testemunhos secos (Vp) e velocidade de propagação das ondas P em testemunhos saturados (Vpsat), em função da profundidade (m) no sítio Papagal.

A condutividade térmica e a difusividade térmica, em testemunhos do sítio Papagal, apresentam os valores mínimos aos 3,1 metros de profundidade e os máximos aos 2,3 metros de profundidade. A porosidade apresenta o valor mais alto aos 2,1 metros de profundidade e o valor mínimo aos 5,8 metros de profundidade (Figura 64).

EMETEO

O valor da condutividade térmica determinado em testemunhos do sítio EMETO; à superfície é de $2,81 \pm 0,04$ W/m.K; a 4,7 metros de profundidade é de $3,54 \pm 0,08$ W/m.K; a 5,3 metros de profundidade é de $2,92 \pm 0,30$ W/m.K; e a 7,3 metros de profundidade é de $3,54 \pm 0,27$ W/m.K (Tabela 20). O valor estimado da condutividade térmica média com os poros preenchidos por água é de 3,31 W/m.K e da condutividade térmica com os poros preenchidos por gelo é de 3,35 W/m.K (Tabela 20). Os valores da velocidade de propagação das ondas P em testemunhos secos, para o mesmo sítio; à superfície é de 5157 kg/m³; a 1,2 metros de profundidade é de 5191 kg/m³; a 5,3 metros de profundidade é de 4980 kg/m³; e a 7,4 metros de profundidade de 5246 kg/m³ (Tabela 20).

Tabela 20: Valores da condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), da porosidade (n), massa volúmica (ρ), velocidade de propagação das ondas P em testemunhos secos (Vp), e velocidade de propagação das ondas P em testemunhos saturados (Vpsat), (n°) número de ensaios, para diferentes testemunhos da sondagem EMETEO. LEGENDA: Ref – referência; Prof. – profundidade a que foram recolhidos os testemunhos na sondagem; Total – Profundidade que a sondagem atingiu; TCS – Equipamento laser TCS Lippmann & Rauhen GbR; () Kw – valores estimados da condutividade térmica com os poros preenchidos por água; (*) Ki – valores estimados da condutividade térmica com os poros preenchidos por gelo.*

Ref.	Prof (m)	K (W/m.K)				α ($\times 10^{-6}$ m ² /s)		n (%)		ρ (kg/m ³)		Vp (m/s)	Vp-sat (m/s)
		n ^o	média	(Kw)*	(Ki)*	n ^o	média	n ^o	média	n ^o	média		
C3-01	0,0											5157	5738
C3-02	0,2	12	$2,81 \pm 0,04$	2,91	2,95	12	$1,31 \pm 0,03$	1	1,1	1	2593		
C3-08	1,2											5191	5430
C3-09	1,3							1	1,2	1	2632		
C3-16	2,0											5163	5668
C3-38	4,7	12	$3,54 \pm 0,08$	3,64	3,69	12	$1,59 \pm 0,03$	1	1,1	1	2630		
C3-41	5,3	20	$2,92 \pm 0,30$	3,01	3,05	20	$1,55 \pm 0,05$	1	1,0	1	2623	4980	5854
C4-02	6,3												
C4-03	6,4							1	1,1	1	2652		
C4-04	6,4												
C4-05	6,5												
C4-09	7,3	12	$3,54 \pm 0,27$	3,67	3,72	12	$1,68 \pm 0,03$						
C4-10	7,4							2	$1,2 \pm 0,0$	2	2652 ± 31	5246	5744
C4-13	7,8												
Média e desvio padrão		56	$3,20 \pm 0,39$	3,31	3,35	56	$1,53 \pm 0,16$	6	$1,1 \pm 0,1$	7	2630 ± 22	5147 ± 100	5687 ± 159

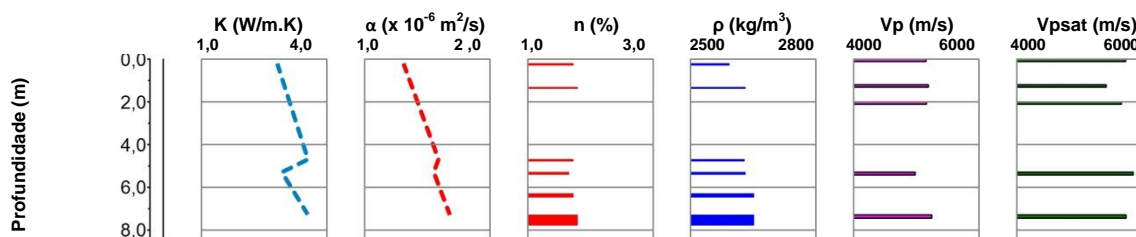


Figura 65 Log com a variação da condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), massa volúmica (ρ), porosidade (n), velocidade de propagação das ondas P em testemunhos secos (Vp) e velocidade de propagação das ondas P em testemunhos saturados (Vpsat), em função da profundidade (m) no sítio EMETEO.

Os valores da porosidade variam muito pouco, são máximos aos 1,3 e a cerca de 7,5 metros de profundidade e mínimos aos 5,3 metros de profundidade (Figura 65).

PG1

Na sondagem PG1, a condutividade térmica média é $2,73 \pm 0,23$ W/m.K e a difusividade térmica é de $1,19 \pm 0,18 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. A condutividade térmica estimada com os poros preenchidos por água é de 2,91 W/m.K e a condutividade térmica dos poros preenchidos por gelo é de 2,98 W/m.K. O valor médio da massa volúmica é de 2697 ± 25 kg/m³ e da porosidade média é de $2,0 \pm 0,4\%$ (Tabela 21).

Tabela 21: Valores da condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), da porosidade (n), massa volúmica (ρ), e produção de calor (A), (n) número de ensaios, para diferentes testemunhos da sondagem PG1. LEGENDA: Ref – referência; Prof. – profundidade a que foram recolhidos os testemunhos na sondagem; Total – Profundidade que a sondagem atingiu; TCS – Equipamento laser TCS Lippmann & Rauen GbR; () Kw – valores estimados da condutividade térmica com os poros preenchidos por água; (*) Ki – valores estimados da condutividade térmica com os poros preenchidos por gelo.*

Ref.	Prof (m)	K (W/m.K)				α ($\times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$)		n (%)		ρ (kg/m ³)		A (μWm^{-3})
		nº	média	(Kw)*	(Ki)*	nº	média	nº	média	nº	média	
C5-08	4,0											
C5-09	4,1							1	2,3%	1	2700	
C5-10	4,1											
C5-11	4,3	1	2,66	2,86	2,94	1	1,09					
C5-18	5,3											
C5-19	5,4							1	2,1%	1	2704	2,17
C5-20	5,6											
C5-22	5,8	1	2,56	2,74	2,81	1	1,07					
C5-47	9,3											
C5-48	9,3							1	1,5%	1	2715	
C5-50	9,5											
C5-51	9,6	1	2,56	2,69	2,74	1	1,07					
C6-13	15,0	1	2,64	2,80	2,87	1	1,10					
C6-14	15,5							1	1,9%	1	2700	
C6-15	15,8											
C6-23	20,0							1	1,8%	1	2715	2,12
C6-25	20,5	1	2,70	2,86	2,92	1	1,21					
C6-46	24,0											
C6-47	24,1							1	2,7%	1	2704	
C6-49	24,5	1	2,68	2,91	3,01	1	1,22					
C6-56	25,4							1	2,0%	1	2642	1,61
C6-61	25,9	1	3,28	3,54	3,59	1	1,58					
Média e desvio padrão		7	2,73 \pm 0,25	2,91	2,98	7	1,19 \pm 0,18	7	2,0 \pm 0,4	7	2697 \pm 25	1,97

O valor de produção de calor médio por unidade de volume entre os 2 e os 12 metros é de $2,17 \mu\text{Wm}^{-3}$; entre os 12 e os 24,5 metros é de $2,12 \mu\text{Wm}^{-3}$; e dos 24,5 aos 26 metros é de $1,61 \mu\text{Wm}^{-3}$ (Tabela 21).

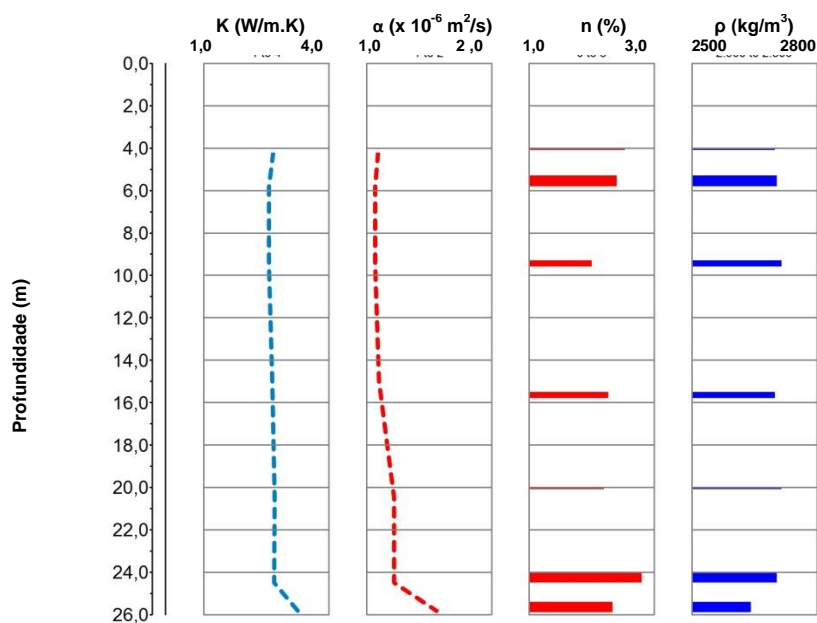


Figura 66: Log com a variação da condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), massa volúmica (ρ), porosidade (n), velocidade de propagação das ondas P em testemunhos secos (V_p) e velocidade de propagação das ondas P em testemunhos saturados (V_{psat}), em função da profundidade (m) no sítio PG1.

No geral, os valores de condutividade térmica, difusividade térmica e massa volúmica sofrem alterações, de acordo com a alteração brusca de fácies (Tabela 21), a partir dos 25 metros de profundidade (Figura 66).

PG2

Nos testemunhos do sítio PG2, o valor da condutividade térmica média e da difusividade térmica média é respectivamente de $3,20 \pm 0,11 \text{ W/m.K}$ e de $1,54 \pm 0,08 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. O valor da massa volúmica média é de $2659 \pm 11 \text{ kg/m}^3$ e de porosidade $1,4 \pm 0,3\%$ (Tabela 22). O valor de produção de calor médio por unidade de volume ao longo do furo é de $1,62 \mu\text{Wm}^{-3}$ (Tabela 22). No geral, os valores de condutividade térmica, difusividade térmica e massa volúmica são máximos a 1 e 11 metros de profundidade e mínimos aos 4,3 metros de profundidade (Figura 67).

Tabela 22: Valores da condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), da porosidade (n), massa volúmica (ρ), e produção de calor (A), (n°) número de ensaios, para diferentes testemunhos da sondagem PG2. LEGENDA: Ref – referência; Prof. – profundidade a que foram recolhidos os testemunhos na sondagem; Total – Profundidade que a sondagem atingiu; TCS – Equipamento laser TCS Lippmann & Rauhen GbR; (*) Kw – valores estimados da condutividade térmica com os poros preenchidos por água; (*) Ki – valores estimados da condutividade térmica com os poros preenchidos por gelo.

Ref.	Prof (m)	K (W/m.K)				α ($\times 10^{-6}$ m ² /s)		n (%)		ρ (kg/m ³)		A (μ Wm ⁻³)
		nº	média	(Kw)*	(Ki)*	nº	média	nº	média	nº	média	
C7-15	0,8											
C7-16	0,8											
C7-17	0,9											
C7-20	1,1	1	3,28	3,41	3,46	1	1,64	1	1,3%	1	2666	
C7-21	1,2											
C7-22	1,3											
C7-58	4,2											
C7-59	4,3											
C7-60	4,3	1	3,02	3,12	3,17	1	1,42	1	1,1%	1	2662	
C7-61	4,4											
C7-62	4,5											
C7-75	7,4							1	1,8%	1	2640	1,62
C7-77	7,6	1	3,13	3,30	3,38	1	1,48					
C8-19	10,6											
C8-21	10,8	1	3,32	3,43	3,48	1	1,60	1	1,1%	1	2666	
C8-22	10,9											
C8-40	13,3							1	1,5%	1	2666	
C8-42	13,7	1	3,25	3,40	3,46	1	1,58					
C8-44	14,0											
C8-50	15,0											
C8-51	15,3							1	1,3%	1	2652	
C8-52	15,3											
C8-54	15,4	1	3,22	3,35	3,40	1	1,49					
Média e desvio padrão		6	3,20 \pm 0,11	3,35	3,39	6	1,54 \pm 0,08	6	1,4 \pm 0,3%	6	2659 \pm 11	1,62

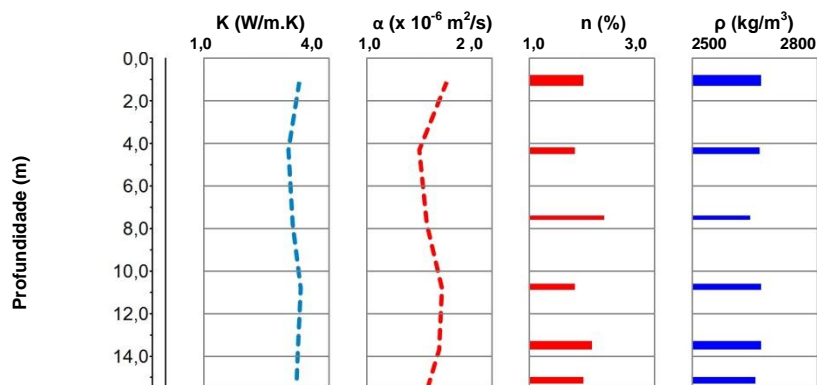


Figura 67: Log com a variação da condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), massa volúmica (ρ), porosidade (n), velocidade de propagação das ondas P em testemunhos secos (V_p) e velocidade de propagação das ondas P em testemunhos saturados (V_{psat}), em função da profundidade (m) no sítio PG2.

4.2.1. Síntese petrofísica

Os valores de massa volúmica (gráfico A da Figura 68) e da condutividade térmica (Gráfico B da Figura 68) tendem a aumentar com a profundidade. A partir de um metro de profundidade, a massa volúmica das rochas do sítio CALM mantém-se, de um modo geral, constante, no entanto, a condutividade térmica apresenta um ligeiro aumento entre os 4 e 5 metros de profundidade, o que pode ser observado no gráfico da massa volúmica vs. profundidade (Figura 68A) e condutividade térmica vs. profundidade (Figura 68B). Grosso modo, a condutividade térmica tende a aumentar com a massa volúmica e diminuir com a porosidade, no entanto, este pressuposto não é facilmente reconhecido nos gráficos C e D da Figura 69. Ao analisarmos os gráficos A e B da Figura 69 podemos verificar que, para as rochas da sondagem CALM, os valores da velocidade de propagação das ondas P não acusam nenhuma tendência de aumento, em relação à condutividade térmica. Estes arenitos possuem os valores mais altos de produção de calor, cerca de $3 \mu\text{Wm}^{-3}$, o que poderá indicar que contêm uma fracção significativa em argilas, de acordo com Schön (1996). A razão Th/U, observada nos Gráficos 1 e 2 da Figura 73, indica os valores mais altos em conteúdo orgânico de todas as rochas analisadas. Os elevados valores em tório e urânio e baixos em potássio nas rochas do sítio CALM são característicos de arenitos ricos em minerais pesados de acordo com Schön (1996).

Para os testemunhos do sítio Papagal, entre os 2 e os 2,4 metros de profundidade existe uma subida nos valores de condutividade térmica, que são acompanhados por um decréscimo nos valores de massa volúmica e um ligeiro aumento da porosidade. Não se observa qualquer tendência de aumento da condutividade térmica em ordem ao aumento da massa volúmica (Figura 69C) e velocidade de propagação das ondas P (Figura 69B). Grosso modo, as rochas da sondagem Papagal tendem a apresentar uma relação de proporcionalidade directa entre a condutividade térmica e a porosidade (Figura 69D).

Como observado anteriormente, no furo do sítio EMETEO, aos 5 metros de profundidade existe uma mudança nos valores da condutividade térmica, difusividade térmica e massa volúmica, (Figura 65 da página 78). Estas tendências nos valores, poderão reflectir uma alteração progressiva de litologia, entre os 5,0 e os 6,0 metros de profundidade. Esta hipótese poderá ser testada futuramente. Parece-nos que estas diferenças, no domínio da sondagem, poderão estar relacionadas com a variação em profundidade, das facies arenítica e siltítica. Este pressuposto, está de acordo com a variação regional, entre os arenitos e os argilitos negros, patente no mapa geológico de Kraus *et al.* (2008) (Figura 15). Nas rochas do sítio EMETEO, para ambas as tendências, existe, em geral, uma relação de proporcionalidade directa, entre a velocidade de propagação das ondas P, a condutividade térmica (Figura 69A) e a massa volúmica (Figura 69C). Enquanto os testemunhos do sítio EMETEO mostram a maior variação na diferença de valores entre a velocidade de propagação das ondas P em testemunhos secos

e saturados, os testemunhos do sítio Papagal mostram a variação mínima (Figura 70A e Figura 70B).

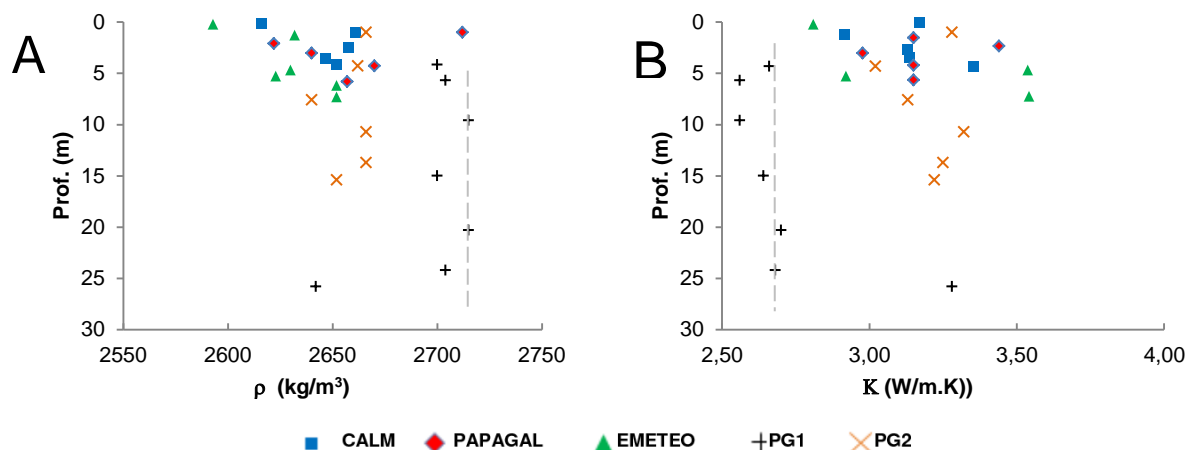


Figura 68: A) Distribuição da massa volúmica (ρ) em função da profundidade; B) Distribuição da condutividade térmica (K) em função da profundidade. A linha a tracejado cinzento identifica a fácies siltítica.

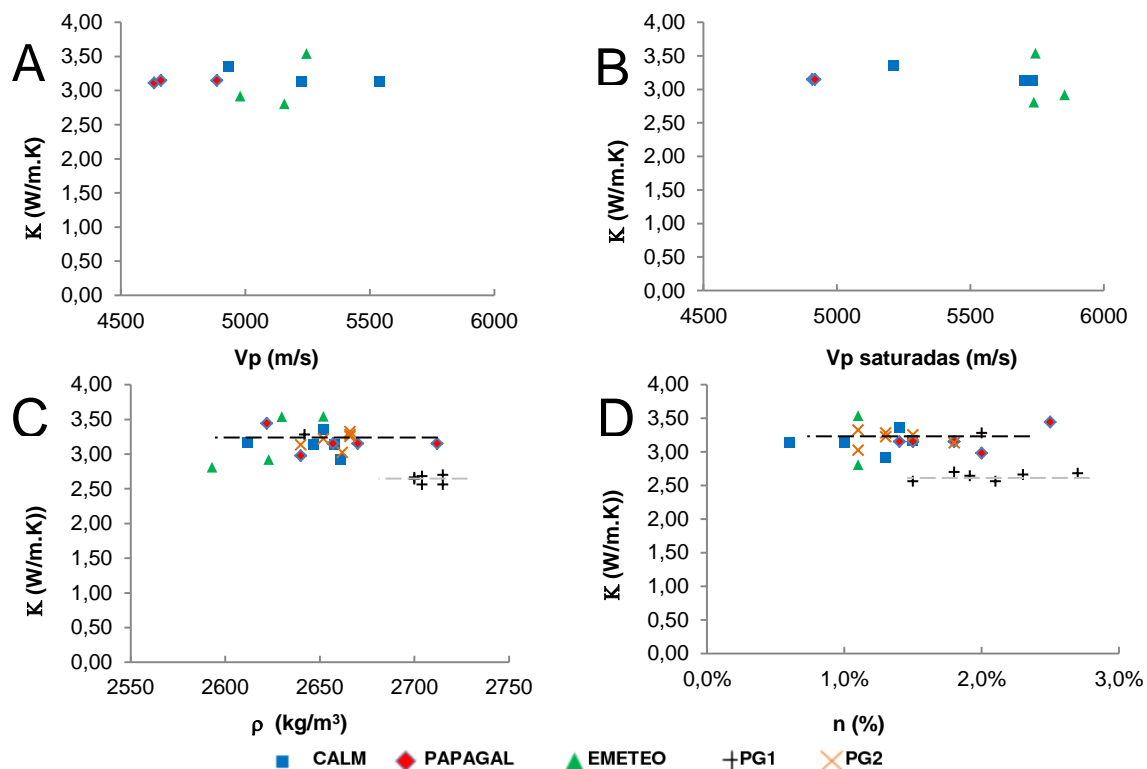


Figura 69: Distribuição de valores da condutividade térmica em relação: A) à velocidade de propagação das ondas P , em testemunhos secos (V_p); B) à velocidade de propagação das ondas P , em testemunhos saturados; C) massa volúmica (ρ); D) porosidade (n); e F) difusividade térmica (α). A linha a tracejado cinzento identifica a fácies siltítica do sítio PG1?. A linha a tracejado preto identifica a fácies arenítica dos sítios PG1 e PG2?.

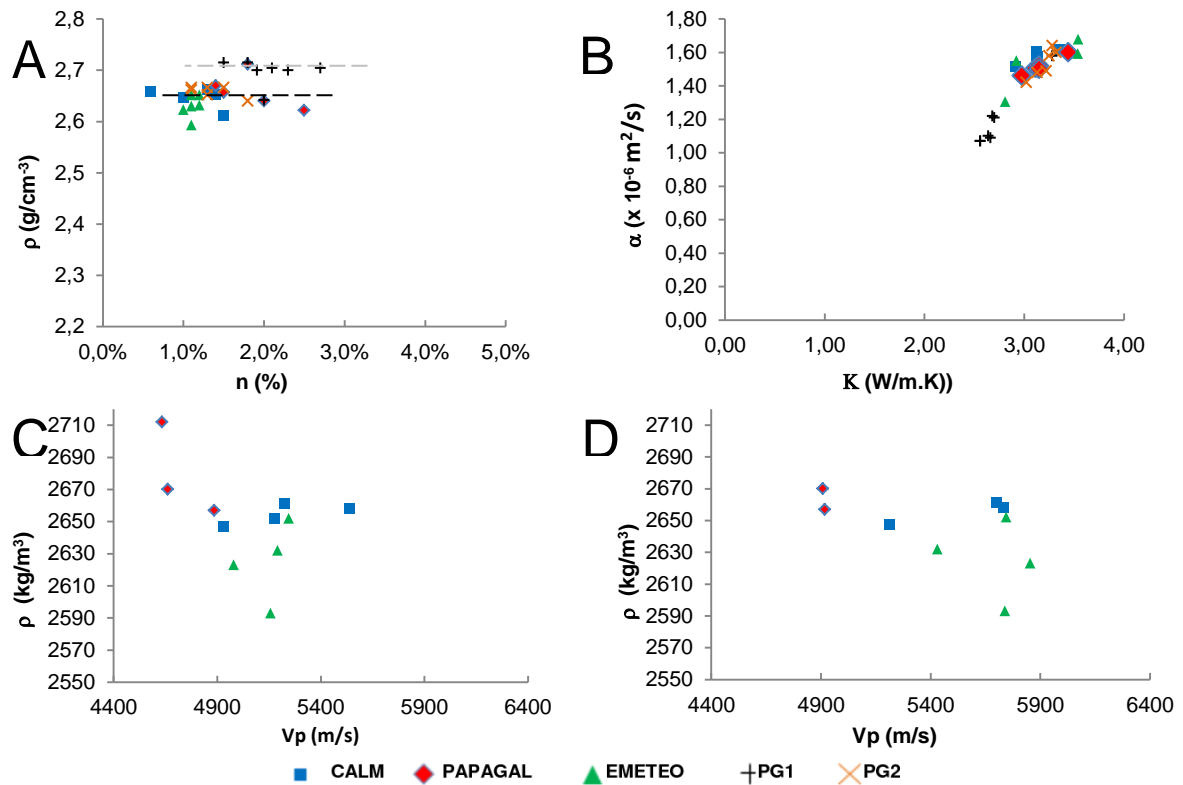


Figura 70: Distribuição dos valores da massa volúmica em relação: A) à porosidade; C) à velocidade de propagação das ondas P, em testemunhos secos; e D) à velocidade de propagação das ondas P, em testemunhos saturados. Distribuição dos valores da condutividade térmica em relação à difusividade térmica. A linha a tracejado cinzento identifica a fácies siltítica do sítio PG1?. A linha a tracejado preto identifica a fácies arenítica dos sítios PG1 e PG2?.

A semelhança nos valores de condutividade térmica e massa volúmica, da fácies arenítica quartzosa dos sítios, PG1 e PG2, é verificada no gráfico C da Figura 69; e no gráfico A da Figura 70. Observa-se facilmente nestes gráficos, que a variação dos valores dos testemunhos siltíticos é diferente em comparação com a variação dos valores dos testemunhos areníticos. Esta variação é de igual modo observada na razão entre o Th e o Urânio (Figura 73). Na fácies siltítica identificada no sítio PG1 (até aos 25 metros de profundidade) pode se verificar que praticamente não existem variações de condutividade térmica e massa volúmica. O valor médio da condutividade térmica aponta para $2,63 \pm 0,06$ W/m.K e de massa volúmica 2706 ± 7 kg/m³. O valor médio da condutividade térmica, para a fácies arenítica dos sítios PG1 e PG2 é de $3,21 \pm 0,10$ W/m.K; e da massa volúmica média é de 2656 ± 12 kg/m³.

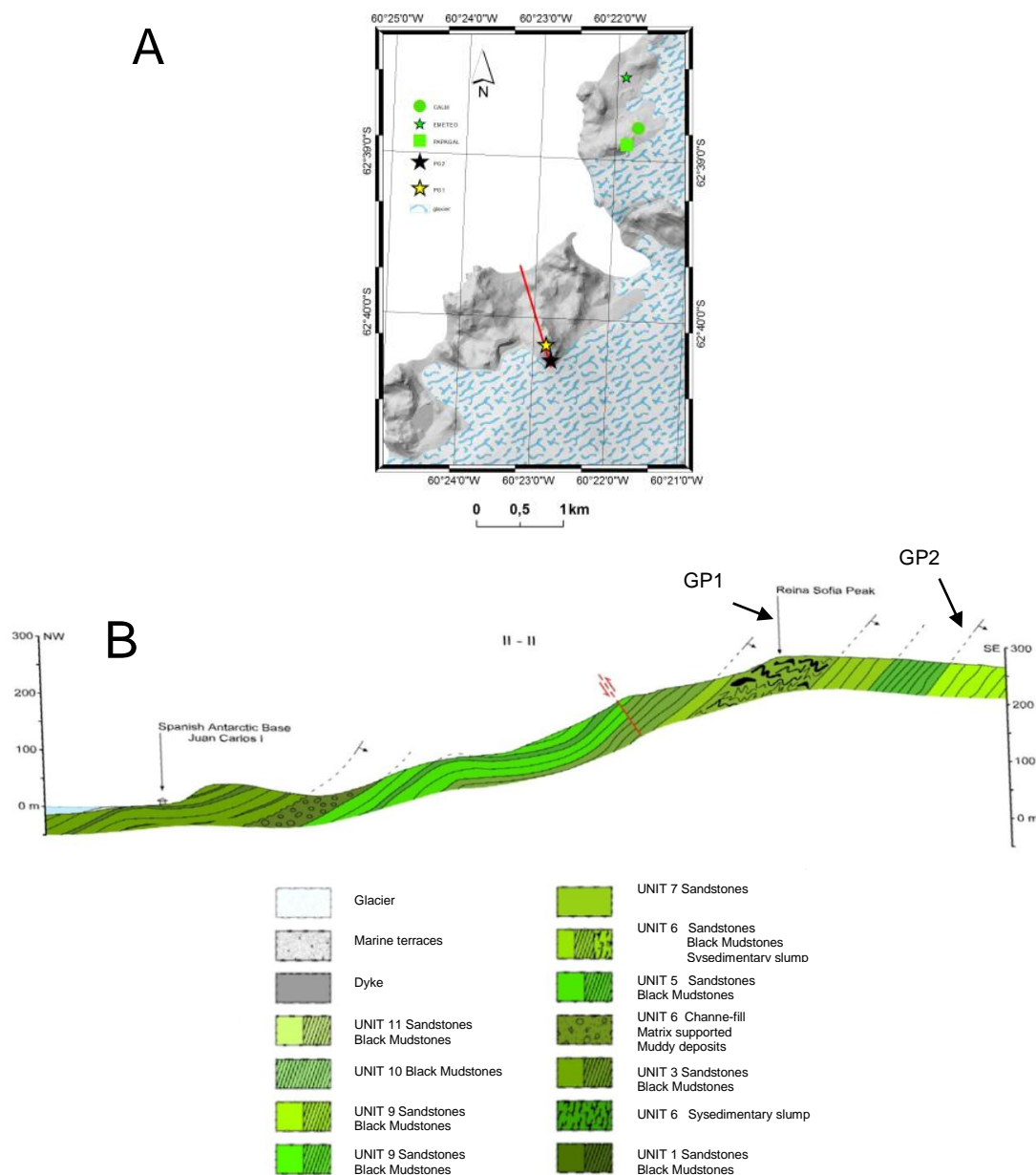


Figura 71: A) Localização do perfil geológico do Monte Reina Sofia (linha vermelha). Cartografia vectorial 1:25000 gentilmente cedida pelo Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa. (Servicio Geográfico del Ejército, 1991). Limites do glaciár: georeferenciado e vectorizado de raster de Pimpirev et al., 2006 e Kraus et al., 2008; B) Perfil geológico do Monte Reina Sofia. Adaptado de Pimpirev et al. (2006).

De acordo com o mapa geológico de Pimpirev et al. (2006) (Figura 12 da página 14) e perfil geológico de Pimpirev et al (2006) (Figura 71) o sítio PG1 aflora na unidade *Synsedimentary slump* e o sítio PG2 numa unidade de arenitos.

A variação nos valores da condutividade térmica, de acordo com a litologia não é facilmente identificada. No entanto, os siltitos possuem os valores mais altos de massa volúmica e os valores mais baixos de condutividade térmica (Figuras 68 e 72).

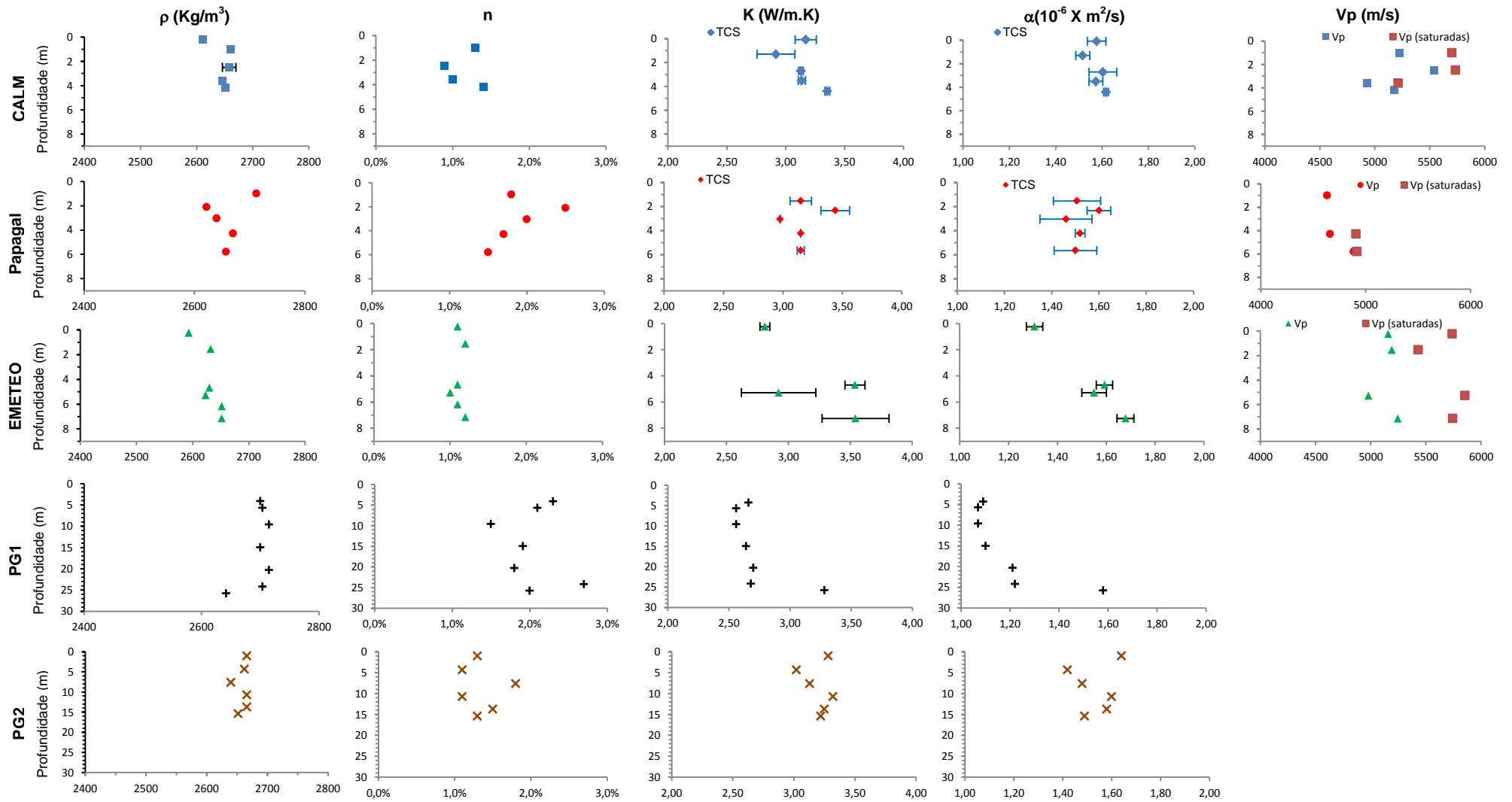


Figura 72: Distribuição da massa volúmica (ρ), porosidade (n), condutividade térmica (K), difusividade térmica (α) e velocidade de propagação das ondas P (V_p) em função da profundidade nas sondagens CALM, Papagal, EMETEO, PG1 e PG2.

Os resultados máximos de condutividade térmica, pertencem a arcoses do sítio EMETEO (em profundidade) e os resultados mínimos de massa volúmica, a arcoses do sítio CALM e EMETEO (à superfície) (Figura 72).

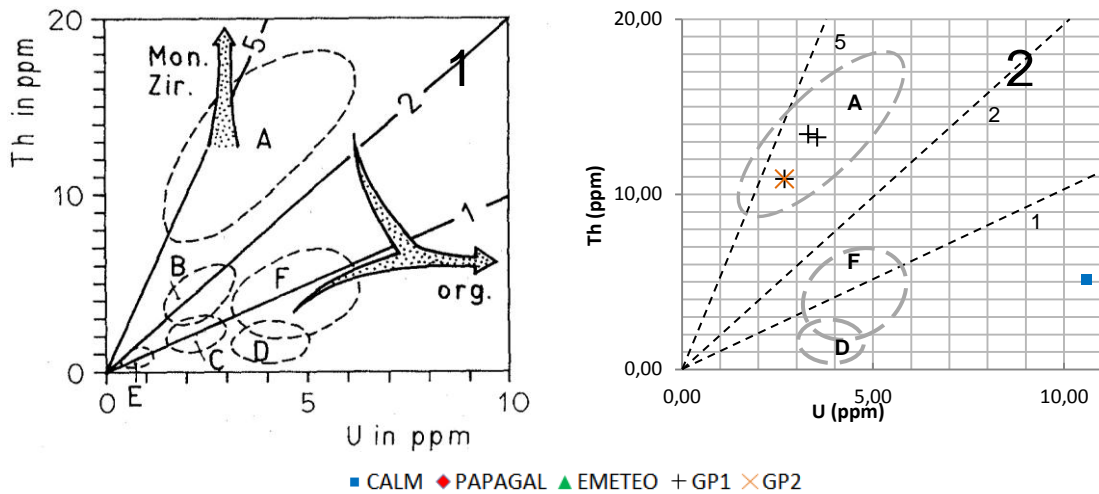


Figura 73: 1) Distribuição do tório e urânio em rochas sedimentares (Schön, 1996). 2) Valores do tório e urânio nas rochas recuperadas dos furos CALM, Papagal, PG1 e GP-2. A – areia, argila (térrea); B – xisto quartzítico C – rochas carbonatadas; D – dolomite; E – evaporitos; F – caustobolites. Setas: (Mon. Zir.) – Monazita acessória e zircão (org.) – aumento do conteúdo orgânico. Os números nas linhas correspondem à razão Th/U.

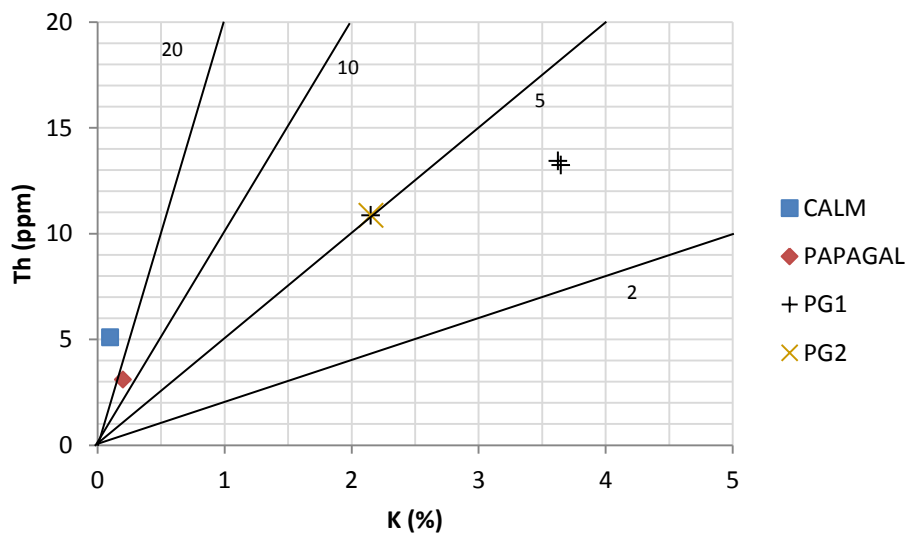


Figura 74: Valores do tório (Th) e potássio (k) nas rochas dos furos CALM, Papagal e PG1 e PG2. Os números nas linhas correspondem à razão Th/K.

Observa-se para as rochas do sítio PG2, entre os 5 e os 10 metros de profundidade e nos arenitos do sítio PG1 (gráfico H da Figura 70 e Figura 72) uma diferença nos valores médios da condutividade térmica, na ordem, das duas décimas, acompanhada por uma variação discordante, nos valores da massa volúmica (gráfico G da Figura 70 e Figura 72), na ordem das dezenas e que se volta tenuemente a repetir a partir dos 15 metros de profundidade. Corresponde a uma variação litológica de acordo com o estudo petrográfico.

A razão entre Th/U nos siltes e nas fácies areníticas, classifica-os como apresentando um enriquecimento progressivo em zircão das fácies de arenitos para os siltes e baixo teor em

conteúdo orgânico, de acordo com a Figura 73. Os valores no conteúdo em urânio, tório e potássio são indicadores da presença de uma fracção argilosa significativa, que permite a acumulação destes elementos, o que está de acordo com a análise petrográfica realizada. Os altos valores da razão Th/K não nos permitem identificar as arcoses nos testemunhos recuperados (Figura 74); por outro lado, os conteúdos em urânio, tório e potássio não são típicos de rochas metamórficas.

Tabela 23: Análise estatística das rochas, por agrupamentos, de acordo com as propriedades físicas, condutividade térmica (K), difusividade térmica (α), porosidade (n) e massa volúmica (ρ).

	K (W/m.K)						α (X 10 ⁻⁶ m2/s)						n (%)						ρ (kg/m ³)					
	n	Média		Var	Min	Max	n	Média		Var	Min	Max	n	Média		Var	Min	Max	n	Média		Var	Min	Max
Arcoses	95	3,19	± 0,33	0,11	2,54	3,87	95	1,54	± 0,12	0,01	1,25	1,77	13	1,1	± 0,0	0,0	0,4	1,5	13	2646	± 22	503	2593	2674
Arenitos quartzosos	7	3,21	± 0,10	0,01	3,02	3,32	7	1,54	± 0,08	0,01	1,42	1,64	7	1,4	± 0,0	0,0	1,1	2,0	7	2656	± 12	135	2640	2666
Siltitos	6	2,63	± 0,06	0,00	2,56	2,70	6	1,13	± 0,07	0,00	1,07	1,22	6	2,0	± 0,0	0,0	1,5	2,7	6	2706	± 7	48	2700	2715
Andesitos	63	3.15	± 0.27	0.07	2.53	3.68	63	1.57	± 0.11	0.01	1.34	2.09	5	1.9	± 0.0	0.0	1.5	2.5	5	2661	± 36	1304	2622	2717

Foi efectuado um estudo estatístico por tipo de rocha; as arcoses do sítio CALM e EMETEO, os arenitos quartzosos dos sítios PG1 e PG2, os siltes do sítio PG1 e os andesitos do sítio Papagal. Os valores mais altos de variância são observados sempre nas arcoses, e nas rochas andesíticas. Na realidade as arcoses apresentam variação granulométrica frequente entre o silte e o arenito e nas rochas aqui identificadas como andesitos surgem esporadicamente, as fácies sedimentares areníticas e siltíticas.

Para a determinação do fluxo de calor organizamos o trabalho em variações litológicas locais (por sondagem) onde a variância e o desvio padrão diminuem significativamente. Subdividiu-se a litologia por fases, em ordem à profundidade, em intervalos demarcados e que se apresentam nas Tabelas 24, 25, 26, 27 e 28.

Tabela 24: Distribuição da condutividade térmica a seco (Kd), e estimativa da condutividade térmica com os poros preenchidos por água (Kw) e gelo (Ki) no subsolo do sítio CALM em ordem à profundidade. Este furo encontra-se no domínio da camada activa.

Intervalo de profundidade (m)	Rocha	Kd (W/mK)	Kw (W/mK)	Ki (W/mK)
0 - 4	Arcoses	3,09	3,19	3,24
4 – 5	Arcoses	3,35	3,49	3,56

Tabela 25: Distribuição da condutividade térmica a seco (K_d), e estimativa da condutividade térmica com os poros preenchidos por água (K_w) e gelo (K_i) no subsolo do sítio Papagal em ordem à profundidade. Este furo encontra-se no domínio da camada activa.

Intervalo de profundidade (m)	Rocha	K_d (W/mK)	K_w (W/mK)	K_i (W/mK)
0 – 2	Andesitos	3,15	3,32	3,40
2 – 4	Andesitos	3,21	3,42	3,52
4 - 6	Andesitos	3,15	3,28	3,35

Tabela 26: Distribuição da condutividade térmica a seco (K_d), e estimativa da condutividade térmica com os poros preenchidos por água (K_w) e gelo (K_i) no subsolo do sítio EMETEO em ordem à profundidade. Este furo encontra-se no domínio da camada activa.

Intervalo de profundidade (m)	Rocha	K_d (W/mK)	K_w (W/mK)	K_i (W/mK)
0 - 4,5	Arcoses	2,86	2,96	3,00
4,5 - 6,76	Arcoses	3,54	3,65	3,70

Tabela 27: Distribuição da condutividade térmica a seco (K_d), e estimativa da condutividade térmica com os poros preenchidos por água (K_w) e gelo (K_i) no subsolo do sítio PG1 em ordem à profundidade.

Intervalo de profundidade (m)	Rocha	K_d (W/mK)	K_w (W/mK)	K_i (W/mK)
4 – 5	Siltitos	2,66±0,00	2,86±0,00	2,94±0,00
5 -15	Siltitos	2,56±0,00	2,71±0,04	2,77±0,05
15 – 25	Siltitos	2,67±0,03	2,86±0,06	2,94±0,07
25 - 26	Arenitos quartzosos	3,28±0,00	3,54±0,00	3,59±0,06

Tabela 28: Temperaturas Distribuição da condutividade térmica a seco (K_d), e estimativa da condutividade térmica com os poros preenchidos por água (K_w) e gelo (K_i) no subsolo do sítio PG2 em ordem à profundidade.

Intervalo de profundidade (m)	Rocha	K_d (W/mK)	K_w (W/mK)	K_i (W/mK)
0-4	Arenitos quartzosos	3,28	3,41	3,46
4 – 8	Arenitos quartzosos	3,08±0,08	3,21±0,13	3,27±0,15
8 – 15	Arenitos quartzosos	3,26±0,05	3,39±0,04	3,45±0,04

CAPÍTULO 5 CONCLUSÕES

No âmbito de vários projectos de investigação foram realizadas na Península de Hurd da Ilha de Livingston, 5 sondagens para a monitorização da temperatura com recuperação de testemunhos, com dimensões entre 30 e 50 mm de diâmetro. As sondagens foram efectuadas em dois locais distintos, em Punta Hespérides e Johnsons Dock. Os objectivos principais, do trabalho aqui apresentado foram a caracterização termofísica dos vários testemunhos obtidos nas 5 sondagens. Contrariamente ao inicialmente pensado, não foi possível determinar a densidade de fluxo de calor em virtude de as sondagens serem pouco profundas e não ter sido possível determinar o gradiente geotérmico local.

A determinação da condutividade térmica e da difusividade térmica de algumas rochas da Península de Hurd, na Ilha Livingston permitirá uma melhor compreensão dos fenómenos de fusão e congelamento que ocorrem nas camadas superficiais do solo, em ambientes periglaciários e da evolução temporal e espacial da temperatura. Estes parâmetros ajudarão a descrever o comportamento térmico sazonal que ocorre na camada activa e no *permafrost* na região onde as sondagens foram realizadas.

A metodologia utilizada para a determinação da condutividade térmica e difusividade térmica baseou-se em métodos transientes. O equipamento disponível para a determinação das propriedades termofísicas (Isomet 2104) veio a revelar-se pouco eficiente devido ao pequeno diâmetro dos testemunhos; este equipamento não permite a determinação de propriedades termofísicas em testemunhos com diâmetros inferiores a 60 mm. O problema foi solucionado pela utilização do equipamento laser TCS que se revelou uma boa alternativa. Em futuros trabalhos, recomenda-se a obtenção de testemunhos de dimensões iguais ou superiores a 60 mm de diâmetro.

As técnicas utilizadas para a determinação da massa volúmica, porosidade e velocidade de propagação das ondas P foram baseadas em métodos sugeridos pela Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas. Não foi possível determinar a velocidade de propagação das ondas P nos testemunhos com comprimentos inferiores a 50 mm pelo que, em futuros trabalhos, e se possível, os testemunhos deverão possuir dimensões superiores.

A análise petrográfica dos vários testemunhos permitiu a identificação de quatro fácies litológicas distintas: a siltítica, a arenítica, a arcósica e a andesítica. As fácies poderão surgir isoladas ou intercaladas nas rochas estudadas. Os andesitos foram identificados apenas nas rochas da sondagem Papagal. Não se efectuou a caracterização petrológica ou a contagem das fracções minerais presentes. Esta contagem poderá ser realizada em próximos estudos e contribuir para estudos de modelação térmica e identificação litológica.

Foram analisados os valores médios das diferentes variáveis, como a condutividade térmica, a difusividade térmica, a massa volúmica, a porosidade e integradas com a informação litológica disponível. O estudo permitiu mostrar que os valores mais baixos de condutividade térmica ($2,56 \text{ W/m.K}$) e mais altos de massa volúmica (2715 kg/m^3) pertencem às rochas siltíticas puras. Nas rochas areníticas a condutividade térmica varia entre $3,02 \text{ W/m.K}$ e $3,32 \text{ W/m.K}$ e a massa volúmica entre 2640 e 2666 kg/m^3 .

Os valores mais baixos de condutividade térmica foram obtidos em arcoses da sondagem EMETEO e os mais altos em síltes da sondagem PG1. Os valores mais baixos de massa volúmica foram obtidos nas arcoses da sondagem EMETEO e os mais altos em síltes da sondagem PG1. As rochas possuem porosidades muito baixas que nunca ultrapassam 3%. Os valores mais altos da velocidade de propagação das ondas P determinados em testemunhos secos, foram efectuados em arcoses provenientes da sondagem CALM e os mais baixos em andesitos recolhidos na sondagem Papagal.

A determinação do conteúdo em elementos radioactivos das amostras das distintas sondagens veio a revelar baixos valores de produção de calor.

Como já foi referido anteriormente, a água que circula no solo, a temperaturas a rondar os 0°C , nos períodos de fusão e congelamento, influencia os valores da condutividade térmica e difusividade térmica. Como a porosidade é um factor que controla a quantidade de água volumétrica presente no solo os valores desta propriedade física são essenciais para compreender os fenómenos que ocorrem. Contudo, sem outra informação de campo verificou-se que a porosidade determinada nos testemunhos é inferior a 3%.

Provavelmente, nestas condições, os valores da condutividade térmica e da difusividade térmica ao longo do ano poderão variar, por exemplo, devido à presença de fracturas no terreno. Em futuros estudos, esta hipótese poderá ser testada, nomeadamente com dados de campo que forneçam informação sobre a presença de água no terreno.

A análise dos gradientes térmicos indicou, para todas as cinco sondagens, oscilações dos valores de temperatura ao longo do tempo. Esse efeito resulta da interferência do sinal térmico atmosférico que se propaga em profundidade desde a superfície. Assim, não foi possível isolar o gradiente geotérmico local, variável necessária para a determinação da densidade do fluxo de calor regional. No entanto, é de salientar, que na generalidade, os gradientes térmicos determinados nas sondagens mais profundas oscilaram entre temperaturas muito próximas dos zeros graus. Em futuros trabalhos, e se possível, as sondagens deveriam atingir profundidades da ordem dos 50 metros, de modo identificar o gradiente geotérmico, calcular a densidade de fluxo de calor e estimar a variação climática para períodos anteriores ao período instrumental.

Devido à sua localização é possível que haja influência da topografia na distribuição das temperaturas nos furos CALM, PG1 e PG2, e, portanto na densidade de fluxo de calor que,

porém, não foi possível determinar. De um modo geral, para diminuir a influência da topografia no fluxo de calor regional, as próximas sondagens a realizar deveriam estar afastadas de taludes.

Os resultados obtidos no âmbito deste estudo podem ser complementados posteriormente com dados geoelectricos, dado que estes permitem determinar a topografia da base da camada activa (topo do *permafrost*).

Este trabalho abre caminho à modelação térmica das camadas superficiais do solo na região de estudo já que fornece valores de parâmetros físicos que são fundamentais para compreender a evolução temporal e espacial da temperatura no terreno, gelado ou não.

REFERÊNCIAS:

- Amaral, P. M., Correia, A., Vieira, G., Ramos, M., & Trindade, A. (2010). Condutividade térmica de testemunhos obtidos em duas perfurações realizadas na ilha de Livingston (Antártida Marítima). Resultados preliminares. In J. J. Blanco, M. A. Pablo, & M. Ramos (Eds.), *Ambientes Periglaciares, Permafrost y Variabilidad Climática. II Congreso Ibérico de la International Permafrost Association* (pp. 139-146). Universidad de Alcalá: Servicio de Publicaciones. ISBN: 978-84-9138-885-5.
- Arche, A., López-Martínez, J., & Marfil, R. (1992 A). Petrofacies and Provenance of the Oldest Rocks in Livingston Island. South Shetlands Island. In J. López-Martínez (Ed.), *Geología de la Antártida Occidental, Simposios T.3., Salamanca: III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología* (pp. 93-104).
- Arche, A., Lopez-Martinez, J., & Martinez De Pison, E. (1992 B). Sedimentology of the Miers Bluff Formation, Livingston Island, South Shetland Island. In Y. e. Yoshida, *Recent Progress in Antarctic Earth Science* (pp. 357-362). Tokyo: Terra Scientific Publishing Company.
- Cermak, V., & Rybach, L. (1982). Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks, in Landolt- Bornstein: Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology. In G. Angenheister (Ed.), *New Series, Group V (Geophysics and Space Research), Volume 1a (Physical Properties of Rocks)* (pp. 305-343; 353-371; 433-452; 453-480). Berlin-Heidelberg: Springer.
- Christensen, N. I. (1989). Seismic Properties of Rocks. In D. E. James (Ed.), *The Encyclopedia of Solid Earth Geophysics* (pp. 1093-1098). New York: VNR.
- Clauser, C., & Huenges, E. (1995). Thermal Conductivity of Rocks and Minerals. In J. Ahrens (Ed.), *Rock Physics and Phase Relations. A handbook of Physical Constants AGU Reference Shelf 3* (pp. 105-126). Florida: American Geophysical Union.
- Correia, A. (2009). On The Possibility Of Using Geothermal Data For Paleoclimate Studies In Antarctica: The Experience From Portugal. *Finisterra*, XLIV, 109-116.
- French, H. M. (2007). *The Periglacial Environment* (3ª ed.). Jon Willey & Sons.
- Goodman, R. E. (1989). *Introduction to Rock Mechanics* (2ª ed.). John Wiley & Sons.
- Hervé, F., Faúdez, V., Brix, M., & Fanning, M. (2006). Jurassic sedimentation of the Miers Bluff Formation, Livingston Island, Antarctica: evidence from SHRIMP U–Pb ages of detrital and plutonic zircons. *Antarctic Science*, 18 (2), 229-239.
- Houghton, J. T. (2009). *Global Warming*. New York: Cambridge University Press.

- Iijima, Y., Fedorov, A. N., Park, H., Suzuki, K., & Yabuki, H. (2009). Abrupt Increases in Soil Temperatures following Increased Precipitation in a Permafrost Region, Central Lena River Basin, Russia. *Permafrost and Periglac. Process.* 21. DOI: 10.1002/ppp.662, 30-41.
- ISRM. (1978). *Suggested methods for determining sound velocity. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geodanamics Abstracts* (Vols. 15, n° 2).
- ISRM. (1979). Suggested methods for determining water content, porosity, density, absorption and related properties and swelling and slake durability index properties. In *Jr. Rock Mec. Min. Sci. Geom.Abst.* (Vols. 16, n. 2, pp. 141-156).
- Kamenov, B. K. (2008). Multiepisodic dyke systems in Hurd Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands Volcanic Arc (Antarctica): Petrological and geochemical implications for their magma evolution. *Geochemistry, Mineralogy and Petrology*, 103-142.
- Kraus, S., Miller, H., Dimov, D., Hegner, E., McWilliams, M., & Pecskey, Z. (2008). Structural geology of the Mesozoic Miers Bluff Formation and crosscutting Paleogene dikes (Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica) – Insights into the geodynamic history of the northern Antarctic Peninsula. *Journal of South American Earth Sciences*, 495-512.
- Lemke, P., J. Ren, R. A., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., et al. (2007). Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. In S. D. Solomon (Ed.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Lienhard IV, J. H., & Lienhard V, J. H. (2003). *A Heat Transfer Textbook*. Cambridge Massachusetts: Phlogiston Press.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge: Cambridge.
- Mavko, G., Mukerji, T., & Dvorkin, J. (2009). *The Rock Physics Handbook, Tools for Seismic Analysis of Porous Media* (2^a ed.). New York: Cambridge University Press.
- Nicolson, D. J., Romanovsky, V. E., Alexeev, V. A., & Lawrence, D. M. (2007). Improved modeling of permafrost dynamics in a GCM land-surface scheme. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L08501, doi:10.1029/2007GL029525.
- Olhoeft, G. R., & Johnson, G. R. (1989). Density of Rocks and Minerals. In R. S. Carmichael (Ed.), *Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals* (pp. 139-175). Florida: CRC.
-

- Pallàs, R., Muñoz, J. A., & Sàbat, F. (1992). Estratigrafia De La Formacion Miers Bluff, Isla Livingston, Islas Shetland Del Sur. In López-Martínez (Ed.), *Geología de la Antártida Occidental. Simposios T3. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca*. (pp. 105-115).
- Pimpirev, C., Dimov, D., Ivanov, M., Bonev, K., & Georgiev, N. (2006). *Geological Map of the Northwest Part of Hurd peninsula, Livingston Island, South Shetlands Island. Scale: 1:5000*.
- Ramos, M., Vieira, G., Gruber, S., Pablo, M. A., & Correia, A. (2011). Estado térmico del permafrost en el monte Reina Sofía, primer año de registro continuo. Isla Livingston (Antártida). In J. J. Blanco, M. A. Pablo, & M. Ramos, *Ambientes Periglaciares, Permafrost Y Variabilidad Climática* (pp. 79-92). Alcalá: Servicio de Publicaciones - Universidad de Alcalá.
- Schön, J. H. (1996). *Physical properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics. (Handbook of geophysical exploration. Section I, Seismic exploration: v 18)*. Pergamon.
- Servicio Geográfico del Ejército. (1991). Isla Livingston: Península Hurd. Mapa topográfico de escala 1:25 000.
- Smellie, J. L., Liesa, M., Munoz, J. A., Sabat, F., Pallas, R., & Willan, R. C. (1995). Lithostratigraphy of volcanic and sedimentary sequences in central Livingston Island, South Shetland Islands. *Antarctic Science*, 7, 99-113.
- Smith, P. J. (1973). *Topics in Geophysics*. Cambridge, Massachusetts: MIT.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M. M., et al. (Eds.). (2007). *Climate Change 2007 The Physics Science Basis*. Cambridge.
- Trindade, A. (2009). Aspectos do Regime Térmico do Solo da Península de Hurd (Ilha de Livingston, Antártida).
- Turcotte, D. L., & Schubert, G. (2004). *Geodynamics* (2nd ed ed.). Cambridge.
- Vallejo, L. I., Ferrer, M., Ortuño, L., & Oteo, C. (2004). *Ingeniería Geológica*. Madrid: Pearson Educación.
- Vieira, G. (2009). The International Polar Year 2007-08 And The Development Of Portuguese Research On Antarctic Permafrost. *Finisterra*, 83-94.
- Vieira, G., Bockheim, J., Guglielmin, M., Balks, M., Abramov, A. A., Boelhouwers, J., et al. (2010). Thermal State of Permafrost and Active-layer Monitoring in the Antarctic:
-

Advances During the International Polar Year 2007–2009. *Permafrost and Periglac. Process.*, 21, 182-197.

Wang, L., Zhou, X., & Wei, X. (2008). *Heat Conduction Mathematical Models and Analytical Solutions*. Springer.

Willan, R. C. (1996). The Moores Peak Formation, a Cretaceous debris-avalanche deposit in the Antarctic Peninsula Volcanic Group, Livingston Island, South Shetland Islands. *Journal of South American Earth Sciences*, 9, 251-264.

Willan, R., Pankhurst, R., & Hervé, F. (1994). A probable Early Triassic age for the Miers Bluff Formation, Livingston Island, South Shetlands Islands. *Antarctic Science* 6, 401-408.

Yershov, E. D. (1998). *General Geocryology*. Cambridge University Press.
